



Analyse structurale du gisement de scheelite de Salau (Ariège - France)

Jean-Louis Kaelin

► To cite this version:

Jean-Louis Kaelin. Analyse structurale du gisement de scheelite de Salau (Ariège - France). Sciences de la Terre. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 1982. Français. NNT: . tel-01052550

HAL Id: tel-01052550

<https://theses.hal.science/tel-01052550>

Submitted on 28 Jul 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

PRÉSENTÉE À

L'ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE

DES MINES DE PARIS

PAR

JEAN-LOUIS KAE LIN

INGÉNIEUR CIVIL DES MINES

EN VUE DE L'OBTENTION DU

TITRE DE DOCTEUR INGÉNIEUR

EN SCIENCES ET TECHNIQUES MINIÈRES

OPTION : PROSPECTION DES GITES MINÉRAUX

ANALYSE STRUCTURALE DU GISEMENT DE SCHEELITE DE SALAU (ARIEGE - FRANCE)

SOUTENUE PUBLIQUEMENT À SAINT-ÉTIENNE LE 7 DÉCEMBRE 1982

DEVANT UN JURY COMPOSÉ DE :

MM. H. PÉLISSONNIER

PRESIDENT

M. FONTEILLES

RAPPORTEUR

G. GUITARD

L. NANSOT

M. PERRIN

}

EXAMINATEURS

A Christiane avec toute mon amitié

J. Louis

THÈSE

PRÉSENTÉE À

L'ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE

DES MINES DE PARIS

PAR

JEAN-LOUIS KAE LIN

INGÉNIEUR CIVIL DES MINES

EN VUE DE L'OBTENTION DU

TITRE DE DOCTEUR INGÉNIEUR

EN SCIENCES ET TECHNIQUES MINIÈRES

OPTION : PROSPECTION DES GITES MINÉRAUX

ANALYSE STRUCTURALE DU GISEMENT DE SCHEELITE DE SALAU (ARIEGE - FRANCE)

SOUTENUE PUBLIQUEMENT À SAINT-ÉTIENNE LE 7 DÉCEMBRE 1982

DEVANT UN JURY COMPOSÉ DE :

MM. H. PÉLISSONNIER

PRESIDENT

M. FONTEILLES

RAPPORTEUR

G. GUITARD

L. NANSOT

M. PERRIN

}

EXAMINATEURS

SOMMAIRE

	pages
Avant propos	XIII
Résumé	VII
Abstract	X
Introduction	XV

PREMIERE PARTIE

LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA SÉRIE DE SALAU

<u>1. INTRODUCTION</u>	3
- coupe du <i>Col de Crusous</i> n°I	6
colonne lithostratigraphique n°I	7
- coupe de la doline n°II	8
colonne lithostratigraphique n°II	9
- coupe de la barre de <i>Saubé-Fontaret</i> n°III	10
colonne lithostratigraphique n°III	12
- coupe du ravin de <i>Fontaret</i> n°IV	11
colonne lithostratigraphique n°IV	12
- coupe de la cabane de <i>Taychuc</i> n°V	13
colonne lithostratigraphique n°V	14
- colonne lithostratigraphique de corrélation	15
<u>2. DESCRIPTION DE LA COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE</u>	4
2.1. L'ensemble gréso-pélitique (a,b,c)	4
21.1. Les schistes gris (a)	4
21.2. le faisceau des quartzites et phyllades verts (b)	5
21.3. la série gréso-pélitique rubanée (c)	16
2.2. le faisceau noir (d,e,f)	17
22.1. la formation conglomératique (d)	17
- le faisceau conglomératique clair d1	17
- le faisceau conglomératique sombre d2	18
22.2. dolomies carburées-calcaires noirs à tiges de crinoïdes (e)	18
22.3. les shales noirs pyriteux (f)	19

2.3. La série carbonatée de <i>Salau</i> (g,h,i,j)	19
23.1. les dolomies ou calcaires à lits pélitiques "barégiennes" (g1 et g2)	19
23.2. les dolomies rognoneuses ou calcaires massifs rubanés (h) ..	20
23.3. les dolomies schisteuses ou calcaires noirâtres (i)	21
23.4. le faisceau des dolomies ou calcaires lités (j)	21
- les dolomies en gros bancs (j1)	21
- les dolomies finement litées à passées de shales (j2) ...	21
- les dolomies massives (j3)	22
- les dolomies litées en petits bancs (j4)	22
2.4. Le faisceau des shales bleutés (k,l,m)	23
24.1. les shales bleutés inférieurs à lits gréseux (k)	23
24.2. les calcschistes noirs et encrinites (l)	24
24.3. les shales bleutés supérieurs (m)	24
2.5. Manifestations magmatiques, altérations et minéralisations tardives	25
25.1. manifestations magmatiques tardives	25
25.2. altérations tardives du vallon de <i>Fontaret</i>	26
25.3. minéralisations tardives	27
<u>3. ANALYSE GEOCHIMIQUE EN MAJEURS DE LA SERIE SEDIMENTAIRE DE SALAU</u>	27
3.1. Echantillonnage	27
3.2. Rôle de l'altération magnésienne	28
3.3. Nature géochimique de la série sédimentaire	28
3.4. Existence de deux séries distinctes	32
34.1. comparaison des shales bleutés avec les autres pélites... 32	
a) d'un point de vue géochimique	32
b) d'un point de vue minéralogique	33
3.5. Analyse de l'ensemble gréso-pélitique (a,b,c) et du faisceau conglomératique	33
35.1. interprétation des variations linéaires	45
35.2. analyse des échantillons non altérés ne suivant pas les variations linéaires	45
<u>4. COMPARAISON DE LA SERIE LITHOSTRATIGRAPHIQUE AVEC LES TRAVAUX PREEXISTANTS</u>	48
<u>5. ETABLISSEMENT DE LA COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE EN MINE</u>	48
5.1. Possibilité de retrouver une colonne lithostratigraphique cohérente en mine	48
51.1. exemple du DV 1486	48
51.2. lithostratigraphie des terrains encaissant l'apex en bordure Sud	49

DEUXIEME PARTIE

ANALYSE STRUCTURALE

	pages
<u>1. INTRODUCTION</u>	57
Diagramme de Wulff à l'échelle utilisée	58
<u>2. RECHERCHE ET CARACTERISATION DES DEFORMATIONS SOUPLES EN DEHORS DE LA ZONE D'INFLUENCE DE LA GRANODIORITE</u>	59
2.1. Etude macroscopique des petites structures	59
21.1. les phases ultra-tardives	59
211.1. la phase orange	60
211.2. la phase marron	60
211.3. la phase jaune	60
21.2. les phases tardives	60
212.1. la phase bleue	60
212.2. la phase verte	63
21.3. la phase précoce rouge	63
213.1. le phénomène de "pli-réfraction"	65
2.2. Analyse macroscopique des petites structures	68
2.3. Conclusion	68
2.4. Géométrie des superpositions	68
Carte de répartition géographique des secteurs d'étude	69
24.1. le secteur de <i>Saubé-Fontaret</i> n°I	70
241.1. les petites structures et leurs superpositions..	70
241.2. les grandes structures	70
241.3. synthèse sectorielle	70
24.2. le secteur de <i>Saubé-Taychuc</i> n°II	74
242.1. les petites structures et les superpositions ...	74
242.2. la grande structure de la cabane de <i>Saubé</i>	74
242.3. synthèse sectorielle	77
24.3. Le secteur du <i>Cougnets</i>	84
243.1. les petites structures	84
243.2. les grandes structures	84
243.3. synthèse sectorielle	84

<u>3. ANALYSE DES DEFORMATIONS SOUPLES DANS L'AUREOLE DE METAMORPHISME</u> <u>DE CONTACT DE L'INTRUSION DE GRANODIORITE DE LA FOURQUE</u>	85
3.1. Evolution des éléments structuraux à travers le métamorphisme de contact.....	85
3.2. La phase rouge précède l'intrusion de granodiorite et les skarns	87
3.3. Analyse sectorielle	87
33.1. secteur du <i>Bois d'Anglade</i> n°IV	87
331.1. petites structures et superpositions	87
331.2. les grandes structures	89
331.3. synthèse sectorielle	89
33.2. secteur du <i>ravin</i> et du <i>Col de la Fourque</i> n°V	92
332.1. petites structures	92
332.2. les grandes structures	95
332.3. synthèse sectorielle	95
33.3. secteur VI (mine du 1230° au 1620)	97
333.1. petites structures	97
333.2. superpositions	97
333.3. synthèse sectorielle et grandes structures	100
333.4. antériorité de l'intrusion de la granodiorite "banale" par rapport à la phase bleue	100
<u>4. ETABLISSEMENT DE LA CARTE STRUCTURALE</u>	104
4.1. Virgation des grandes structures de phase rouge et verte au droit de la mine	104
41.1. données microtectoniques	104
41.2. flexure cartographique des grandes structures précoces.	108
4.2. Cause de cette virgation	108
42.1. la phase bleue cause de cette virgation	108
42.2. les plans axiaux de phase bleue ont pour direction ori- ginelle N 145	109
42.3. conclusion	109
4.3. Comparaison avec les travaux préexistants	111
4.4. Conclusion	111

TROISIEME PARTIE

GÉOMÉTRIE DES CORPS MINÉRALISÉS

	Pages
<u>1. PRESENTATION DE LA MINE</u>	115
<u>2. NATURE DES GRANITOIDES RENCONTRES</u>	118
2.1. Les faciès magmatiques	118
21.1. description pétrographique	118
21.2. individualisation géochimique des différents faciès...	121
21.3. possibilité d'intrusions distinctes	121
21.4. essai d'interprétation d'intrusions distinctes en termes de lignées	122
2.2. Altérations	128
22.1. chloritisation des biotites et séricitisation des pla- gioclases	128
22.2. albitisation	128
22.3. muscovitisation "greisenisation" à albite-scheelite...	129
22.4. silicification	129
22.5. épidotisation	129
22.6. phase hydrothermale	130
22.7. développement tardif de microcline	130
22.8. altérations ultra-tardives	130
22.9. altérations chronologiquement mal situées	131
<u>3. GEOMETRIE DU QUARTIER VERONIQUE</u>	131
3.1. Les contacts magmatiques	131
3.2. La fracturation et les contacts faillés	133
32.1. les filonnets à quartz noir	133
32.2. les mylonites silicifiées à scheelite-mispickel	134
32.3. les filonnets zonés à grenat rouge-hédenbergite	137
32.4. le système de failles dit "grande faille de <i>Véronique</i> "	138
324.1. existence d'au moins deux générations de failles Φ_1 et Φ_2	139
324.2. le système de failles Φ_1	140
324.3. le système de failles Φ_2	141
32.5. La fracturation tardive N 30 et N 160	144
3.3. Illustration des différents contacts	144
33.1. Etude de détail du niveau 1486	144
33.2. Géométrie de <i>Véronique</i> entre les niveaux 1430 et 1498.	146

	Pages
<u>4. GEOMETRIE D'ENSEMBLE DE LA MINE</u>	153
4.1. Conditions d'observations	153
4.2. Faits de terrain en mine	153
4.3. Interprétation de cette structure	154
4.4. Comparaison avec les structures affleurantes	154
4.5. Conclusion	155
 <u>ANALYSES CHIMIQUES</u>	 159
- des roches sédimentaires non transformées	161
- des roches sédimentaires fortement transformées	164
- traces dans la série sédimentaire	166
- des granitoïdes	169
 <u>BIBLIOGRAPHIE</u>	 173

RÉSUMÉ

La mine de Salau située dans les Pyrénées Ariégeoises est la plus grosse mine de tungstène française à ce jour; la production cumulée s'élève en 1982 à 10 000 tonnes de WO_3 à une teneur moyenne de 1,35% sous forme de scheelite contenue dans des corps de skarns et le long de failles à quartz et sulfures. Les corps de minerai sont disposés en bordure Sud d'un stock de granodiorite, d'âge hercynien, intrusif dans une série sédimentaire grésopélitique et calcaire paléozoïque faiblement métamorphique intensément plissée et fracturée à l'orogénèse hercynienne.

De nombreuses études (S.M.A.-C.DERRE-P.SOLER) ont montré l'importance du facteur structural qui gouverne la mise en place et la géométrie des corps minéralisés. Afin de préciser ce contrôle et ses implications minières, la démarche suivante a été adoptée : grâce à la bonne qualité des affleurements, il est possible d'établir la lithostratigraphie détaillée de la série sédimentaire encaissante et d'interpréter les plissements qui l'affectent en dehors de l'auréole de métamorphisme de contact et des régions envahies par la granodiorite; ces plissements et les différents faciès lithologiques sont ensuite suivis jusqu'en mine à travers les différentes transformations qu'ils subissent. Il est alors possible de fournir une interprétation globale de la structure de la mine et de dégager les critères de prospection qui en découlent.

En dehors de l'auréole de métamorphisme de contact l'encaissant métasédimentaire est formé par quatre ensembles distincts dont les termes carbonatés sont dolomitiques à l'Est et calcaires à l'Ouest au niveau de la mine. On distingue de bas en haut :

- l'ensemble grésopélitique constitué par des schistes gris, par des quartzites et les phyllades de couleur verte, et par des alternances rythmiques rubanées grésopélitiques.

- le faisceau noir, riche en matière organique comprend des lentilles conglomératiques, des carbonates noirs à tests de crinoïdes et un banc de shales noirs pyriteux.

- le faisceau carbonaté de Salau débute par des carbonates à lits pélitiques (les "barégiennes") et passe à des carbonates en bancs d'épaisseur variable.

- le faisceau des shales bleutés est constitué par des shales massifs et gréseux, par un horizon de calcschistes à crinoïdes puis par des shales fissiles.

L'étude géochimique de la fraction détritique de cette série indique la succession de deux ensembles distincts : le premier recouvre tous les termes grésopélitiques jusqu'au faisceau noir et correspond à des alternances classiques de shales et de grès lithiques (d'après les bancs de pélites qu'ils contiennent, les carbonates des faisceaux noir et carbonaté de *Salau* sont à rapprocher de cet ensemble); le second recouvre les shales bleutés qui sont le résultat d'une sédimentation fine hyperalumineuse, ferrifère et manganésifère et hypopotassique.

La série sédimentaire étant ainsi définie, tous les éléments sont disponibles pour établir en mine une colonne lithostratigraphique à travers les transformations qu'elle a subie.

Les roches encaissantes sont modelées principalement par deux phases de plis synchisteux (plis couchés de phase rouge et plis droits de phase verte) d'axes/S₀ N 110 subhorizontaux repris par une troisième phase (bleue) en plis droits N 150. L'architecture globale est celle d'une surface cylindrique complexe d'axe N 110 subhorizontal recoupée par l'intrusion de granodiorite et coudée vers le Sud-Ouest à proximité de celle-ci; ultérieurement elle est gondolée dans le détail par trois nouvelles phases de plissement de faible amplitude.

Ces différentes structures caractérisées cartographiquement et à l'aide des méthodes microtectoniques se suivent jusqu'à l'aplomb des travaux miniers où elles sont envahies par la granodiorite.

En mine, les corps de skarns minéralisés en scheelite à 0,4% de WO₃ sont développés aux dépens de marbres graphiteux et de cornéennes calciques dérivant par métamorphisme de contact des horizons carbonatés du faisceau noir et de la base du faisceau carbonaté de *Salau*; ils sont disposés dans les zones initialement fortement schistosées et transposées le long d'une charnière anticlinale verticalisée (de phase rouge) recoupée par une apophyse de granodiorite. Les concentrations en tungstène sont également très dépendantes des nombreuses failles de générations successives qui hachent cet anticlinal; la scheelite cristallise en abondance (1,5% de WO₃) le long des caisses filoniennes et des épontes des fractures précoces, alors que la géométrie actuelle des corps de minerai est déterminée par les failles tardives

qui les recoupent. A contrario la minéralisation n'est pas conditionnée (au niveau d'observation présent) par la nature de la granodiorite; les corps de minerai sont tardi-magmatiques et ne sont pas liés spatialement aux différents faciès de granitoïdes qui appartiennent d'ailleurs à deux lignées distinctes.

Les minéralisations apparaissent en relation avec des zones ayant acquis une forte perméabilité : l'interface granite-encaissant, têtes de plis affectés par une schistosité pénétrative, champ de failles. Ces zones perméables ont canalisé préférentiellement les fluides minéralisateurs, qui sont à l'origine des skarns. Dans la mesure où l'acquisition d'une perméabilité importante apparaît largement liée à l'évolution structurale de la zone considérée, l'analyse tectonique constitue un moyen efficace de connaître la localisation, la forme et l'extension des corps minéralisés.

ABSTRACT

The Salau mine, located in the French Pyrenees (Ariège) is at present time the biggest tungsten mine in France. The overall production up to 1982 amounts to 10 000t WO_3 . The average grade of the ore is 1.35%. The tungsten bearing mineral is scheelite present within skarns or in association with quartz and sulfides which fill up faults. The ore bodies are located at the southern margin of an hercynian granodioritic stock. This stock intrudes sandstones, shales and limestones belonging to a paleozoic sedimentary series which has been intensely folded fractured and submitted to low grade metamorphism during hercynian orogeny.

Numerous studies (S.M.A., C.DERRE., P. SOLER) have shown that the location and shape of the ore bodies mostly depends on structural factors. The aim of present work has been to precise such structural controls of mineralization and to draw from those some inferences concerning the mining of the ore bodies. Thus we took into exam, in a first step, the Salau sedimentary series at some distance from the mining zone. Good outcrops allowed us to get a clear picture of the lithostratigraphy of this series and to analyze into detail the various phases of folding present in a zone which is not disturbed by contact metamorphism or by granodioritic intrusion. We then followed down to the mine the various lithological facies as well as the various folded structures, taking into account the various transformations to which they are submitted. Consequently it has been possible to propose an interpretation of the overall structure of the Salau mine and to draw some consequences for prospecting.

In the places where it is not transformed by contact metamorphism the Salau metasedimentary series shows various lithological facies including carbonates which appear to be limestones in the vicinity of the mine and dolomites further East. It comprises four different units following each other from bottom to top :

- *the shale and sandstone unit*, ("ensemble grésopélitique"), which includes grey schists, green quartzites and green fine grained-schist ("phylades vertes") as well as thin shales and sandstones which alternate rhythmically.

- *the black unit*, ("faisceau noir"), which shows rocks rich in organic matter : conglomeratic lenses, black limestones or dolomites containing fragments of crinoids and one level of black pyritic shales.

- *the Salau limestone unit*, ("faisceau carbonaté de Salau") which consists in the bottom part of carbonates including thin pelitic levels ("barégiennes") and in the upper part of calcareous or dolomitic strata showing various individual thicknesses.

- *the blue shale unit* ("faisceau des shales bleutés") which comprises bulk shales containing sandstones as well as a crinoïd bearing calcschist level and at the top fissile shales.

The geochemical study of the detrital fraction of the Salau series shows that it may be divided into two different parts, which are notably distinct : the lower one comprises all the sand bearing or pelitic rocks belonging to the two first units ; it corresponds to a common association of alternating levels of shales and lithic arenites. This first sedimentary cycle may go up to the top of the Salau limestone unit, since the pelitic levels present within the carbonates of the 2nd and 3rd units seem to show the same geochemical features. The upper part corresponds to the blue shale unit and results from the deposition of Al Fe Mn rich and K poor sediments.

Taking into account all these results as well as the various transformations which affect the rocks, it has been possible to establish the lithostratigraphic succession within the mine.

The gross structure of the country rocks may be understood by considering two main phases of folding which show associated cleavages (a "red" phase and a "green" phase which generate respectively recumbent and horizontal normal folds). The axis of both phases in reference to S_0 are N 110 subhorizontal. The series has been refolded by a third phase ("blue" phase) which corresponds to horizontal normal folds N 150. The gross architecture may thus be described as that of a complex cylindrical surface showing N 110 axis, cut through by the granodioritic intrusion and bent towards SW in the vicinity of this intrusion. Later on, this surface has been warped by three other phases of folding of minor importance.

These various structures, which have been identified with the help of mapping and of detailed structural analysis have been followed towards W as far as a zone located precisely above the levels which have been mined. In this zone, the series is invaded by the granodioritic intrusion.

Within the Salau mine, the ore bodies which contains scheelite and grades 0.4 % WO_3 develop over graphite rich marbles and calcitic hornfels, both resulting of the transformation by contact metamorphism of carbonate rich levels belonging to the black unit and to the lower part of the Salau limestone unit. These ore rich zones show rocks affected by intense cleavages and transpositions ; they are located along the hinge zone of a verticalized anticlinal structure belonging to the "red" phase which is cut through by tongues of granodiorite. The tungsten rich zones also appear to be much in dependancy of the numerous faults which are connected to several successive fracturing events and which split up the anticline; scheelite mineralization is abundant (1.5% WO_3) along veins which fill up early fractures and along the corresponding wall-rocks; these fractures are cut through by later faults which are of major importance in respect of the geometry of the ore bodies.

XII

On the contrary, till now the observations did not allow us to connect the ore bodies in any way to the nature of the granodiorite; these appear to be late in respect to the intrusive and they are not spatially connected to the various facies of the granodiorite, which themselves belong to two different magmatic trends.

Mineralizations are thus mainly connected to zones which were highly pervious : contact surface between granite and country rocks , fold hinge-zones affected by a pervasive cleavage, fault zones. These pervious zones were preferential ways for the circulation of the ore bearing fluids which were responsible of the formation of skarns. Since the acquirement of high permeability appears to be mainly connected to structural evolution, structural analysis proves to be an effecient tool to get* a good knowledge of the location, shape and extension of the ore bodies.

AVANT PROPOS

Au début de ce travail (financé par la CEE), je suis heureux de remercier et de saluer tous ceux qui ont aidé à sa réalisation :

Les membres du jury ont aidé à façonner la présente étude. Parmi eux, M. FONTEILLES m'a proposé ce sujet : son soutien permanent et ses critiques bienveillantes et rigoureuses ont permis de mener à bien cette étude.

Le laboratoire de géologie de l'Ecole des Mines m'a accueilli dès sa première heure. M. PERRIN m'a guidé, a pourvu aux bonnes conditions matérielles et a assuré la relecture du manuscrit; j'ai toujours trouvé auprès de lui et de Nasrine ainsi que de B. GUY attention et soutien.

Je remercie les membres du laboratoire : G. BRAYET et C. DAVID ont effectués un grand nombre de lames minces et de sections polies; Y. BAUD a assuré les analyses chimiques et a pris en charge avec Christiane la composition des annexes. JJ. GRUFFAT, JL. BOUCHARDON et Yves ont remis en fonctionnement et tiré le meilleur d'une fluo-X souvent défailante.

Que mes camarades R. LE GUYADER, L. RAIMBAULT, M. DUBRU, G. VAN MARCKE, D. GARCIA, H. ISSARD et P. TOULHOAT soient remerciés pour l'amitié que nous avons partagée (et pour leurs talents de dessinateurs). L. RAIMBAULT a en outre largement contribué à l'étude des roches plutoniques.

Enfin je remercie vivement Martine COLLY qui a assuré avec soin et entrain la frappe du texte.

ainsi que MM. VELAY, DARLES et LOUBET qui ont réalisé la composition, le tirage et la reliure des exemplaires.

La Société Minière d'Anglade avec la bienveillance de MM. REYMOND, FAURE et KONIECZNY m'a autorisée à travailler en galerie. M. YL. NANSOT m'a accordé sa confiance et m'a fait part de ses réflexions : je le remercie également à chaque séjour à Salau, pour les démarches qu'il a facilitées auprès de la S.M.A.

MM. M.DESPARAINS, A. PILLAUD et PIERLEONI m'ont fait part de leur profonde connaissance de la mine.

Enfin "Escabeau" n'oublie pas MM. WAGNIER, SUSANNE, GOGUILLON, MONDANI et MORELLI et GUE venus passer quelques instants dans la solitude des galeries.

Sur le terrain M. DEMANGE a guidé mes premiers pas, je le remercie d'avoir aidé à façonner cette étude à son démarrage. De même, MM. A. AUTRAN G. VITEL, et GUIRAUDIE ont prêté attention et discuté les observations. Toute ma gratitude va également à J. BOULADON pour ses conseils et ses encouragements dans les périodes d'adversité.

Mme. GILLOT, Christine et Marcel m'ont reçu à Couflens.

Enfin, je remercie Catherine, alliée patiente qui a partagé les bons moments et les autres.

Tous mes vœux vont à ces montagnes ariégeoises et à leur population durement éprouvées par la tempête du 8 novembre 1982.

INTRODUCTION

Le gisement de tungstène de *Salau* est situé dans les Pyrénées ariégeoises à proximité des sources du *Salat* à environ 35km au Sud de *St-Girons*.

La scheelite est contenue dans de grands corps de skarn ainsi que dans des zones fracturées contigües, disposés le long de la bordure Sud d'un petit stock de granodiorite d'âge hercynien intrusif dans un encaissant sédimentaire grésopélitique et carbonaté; ces roches sédimentaires de la zone axiale Pyrénéenne ont été faiblement métamorphisées (épizone), fortement plissées et fracturées à l'orogénèse hercynienne.

Les premiers indices de scheelite ont été découverts en 1960 par la division Sud Ouest du BRGM. La Société Minière d'Anglade a été constituée en 1967 et l'exploitation a débuté en 1970. La S.M.A. emploie 150 personnes.

La mine, située à la base du *Pic de la Fourque* extrait la scheelite dans cinq corps minéralisés verticaux de 0,2 à 10m de puissance, le *S.C.*, *la Formation Sud*, *Le Golfe*, *la Formation Nord* et *Véronique* (les quatre premiers étant entièrement dépilés). La géométrie extrêmement complexe de ces corps rend leur recherche et leur exploitation délicate : cette dernière se fait par traçage au minerai de sous niveaux superposés puis par abattage montant de la tranche située entre les sous niveaux. La scheelite est ensuite extraite par gravimétrie et/ou flottation dans une laverie souterraine.

La production totale (depuis 1971) s'élève à 10 000 tonnes de WO_3 à une teneur moyenne de 1,35% pour une cadence annuelle de l'ordre de 800 tonnes. Le potentiel prouvé atteint 15000 tonnes de WO_3 .

Geological map of the Massif Central (France) showing various geological units and locations. The map includes labels for towns like Pau, Lourdes, St. Giron, Foix, Luchon, Malacitia, Niduvillu, Autrit, Agly, Aspiss, Costabonne, Perignan, and Figueras. It also shows the locations of mines of Skarn and Scheelite, and other indicators of Skarn and Scheelite. The legend identifies geological units: Socle protérozoïque supérieur (dotted), Cambrien et Ordovicien (horizontal lines), Silurien - Dévonien - Carbonifère (vertical lines), and Granitoides, wassphalien supérieur (diagonal lines). It also notes 'avec litées de types paraflyschiques dans les massifs composites'.

Carte géologique simplifiée de la zone axiale des Pyrénées

LITHOSTRATIGRAPHIE

1. INTRODUCTION

Les terrains sédimentaires observables en mine ou en surface, à proximité de celle-ci, sont souvent rendus méconnaissables par les transformations qu'ils ont subies à proximité de l'intrusion de granodiorite de la *Fourque* : ils ont recristallisé sous l'effet du métamorphisme de contact et ils sont fréquemment envahis par d'importants corps de skarns et de sulfures, minéralisés en schéelite notamment.

La structure globale de la série métasédimentaire, sensiblement cylindrique d'axe Est-Ouest, et la topographie accusée, ont permis d'obtenir sur le versant situé face à la mine, à quelque distance de celle-ci, une succession de coupes étagées présentant les faciès originels des sédiments ainsi que leur agencement. Cette situation favorable fournit en outre, en se rapprochant de la mine parallèlement aux structures, la possibilité de suivre cette série sédimentaire à travers les diverses transformations auxquelles elle est soumise et d'interpréter la lithostratigraphie observée en galerie.

Comme les travaux miniers traversent des terrains ramenés en profondeur par des plis, nous avons fixé les limites de l'étude à la formation des schistes gris (a) d'une part, et à la formation des shales bleutés supérieurs (m) d'autre part : ces ensembles sont situés respectivement très au Sud et légèrement au Nord de la barre carbonatée de "*Salau*" qui constitue en surface l'encaissant de l'intrusion de granodiorite de la *Fourque*.

Les dimensions réduites du terrain étudié, la bonne qualité des affleurements et la lithologie différenciée ont permis d'établir la description détaillée de la colonne lithostratigraphique nécessaire à une interprétation minière précise : seuls se posent des problèmes locaux de variation latérale de faciès et de raccord entre la série carbonatée dolomitique à l'Est et calcaire à l'Ouest à proximité de la mine.

Des granoclasses fréquents ont fourni, non sans difficulté, la polarité du faisceau schisto-gréseux dont la partie inférieure est constituée par les schistes gris (a), et le sommet par la formation conglomératique (d). Malgré la présence de plusieurs niveaux fossilifères, nous n'avons trouvé aucun organisme (conodonte notamment) permettant de confirmer un âge infrasilurien à cette série sédimentaire située sous les schistes ampéliteux datés du Llandoveryien moyen.

Cinq coupes, accompagnées d'une colonne lithostratigraphique, décrivent les différents faciès et leur succession locale:

- I - La coupe du *Col de Crusous* (fig. 1 et 2)
- II - La coupe de la doline (fig. 3 et 4)
- III - La coupe de la barre de *Saubé-Fontaret* (fig. 5 et 7)
- IV - La coupe du ravin de *Fontaret* (fig. 6 et 8)
- V - La coupe de la cabane de *Taychuc* (fig. 9 et 10)

La figure 11 fournit les corrélations entre les cinq colonnes lithostratigraphiques.

2. DESCRIPTION DE LA COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Les quatre ensembles principaux - l'ensemble grésopélitique, le faisceau noir, la série carbonatée "*de Salau*", et le faisceau des shales bleutés - étudiés par J. ZANDVLIET, C. DERRE et Al et A. DOMMANGET, ont été détaillés et sont décrits ci-après.

2.1. L'ENSEMBLE GRESO-PELITIQUE (a,b,c)

Cet ensemble englobe trois termes :

- la formation des schistes gris (ensemble a)
- l'ensemble des quartzites et phyllades verts (ensemble b)
- la série grésopélitique rubanée (ensemble c)

2.1.1. Les schistes gris (a)

Seule l'extrémité sud de la coupe n° I, atteint cette formation dont l'épaisseur apparente, les limites et rapports précis avec le reste de la série sédimentaire sont mal connus.

Il s'agit d'un ensemble monotone de pélites souvent gréseuses à cassure et patine grises.

Au microscope on distingue des bandes constituées de paillettes de muscovite et de chlorite disposées parallèlement aux plans de schistosité, associées à de petits grains de quartz recristallisé. Ces bandes peuvent alterner avec des lits gréseux millimétriques à quartz prédominant, opaques subordonnés, muscovite et chlorite d'origine métamorphique. La dimension moyenne de ces minéraux n'excède pas 40 microns.

Localement, la roche se charge en clastes anguleux de quartz, plagioclases et phyllites (chlorite et muscovite) de dimension moyenne 70 à 100 microns, pris dans un abondant ciment phylliteux (chlorite, muscovite) et quartzeux de dimension moyenne de 25 microns, recristallisé lors du métamorphisme régional.

On note la présence d'amas polycristallins de quelques dixièmes de millimètre, sécants sur les plans de schistosité pénétrative, formés de quartz + opaques + chlorite + muscovite évoquant des minéraux de métamorphisme de contact destabilisés (schistes tachetés ?).

2.1.2. Le faisceau des quartzites et phyllades verts (b)

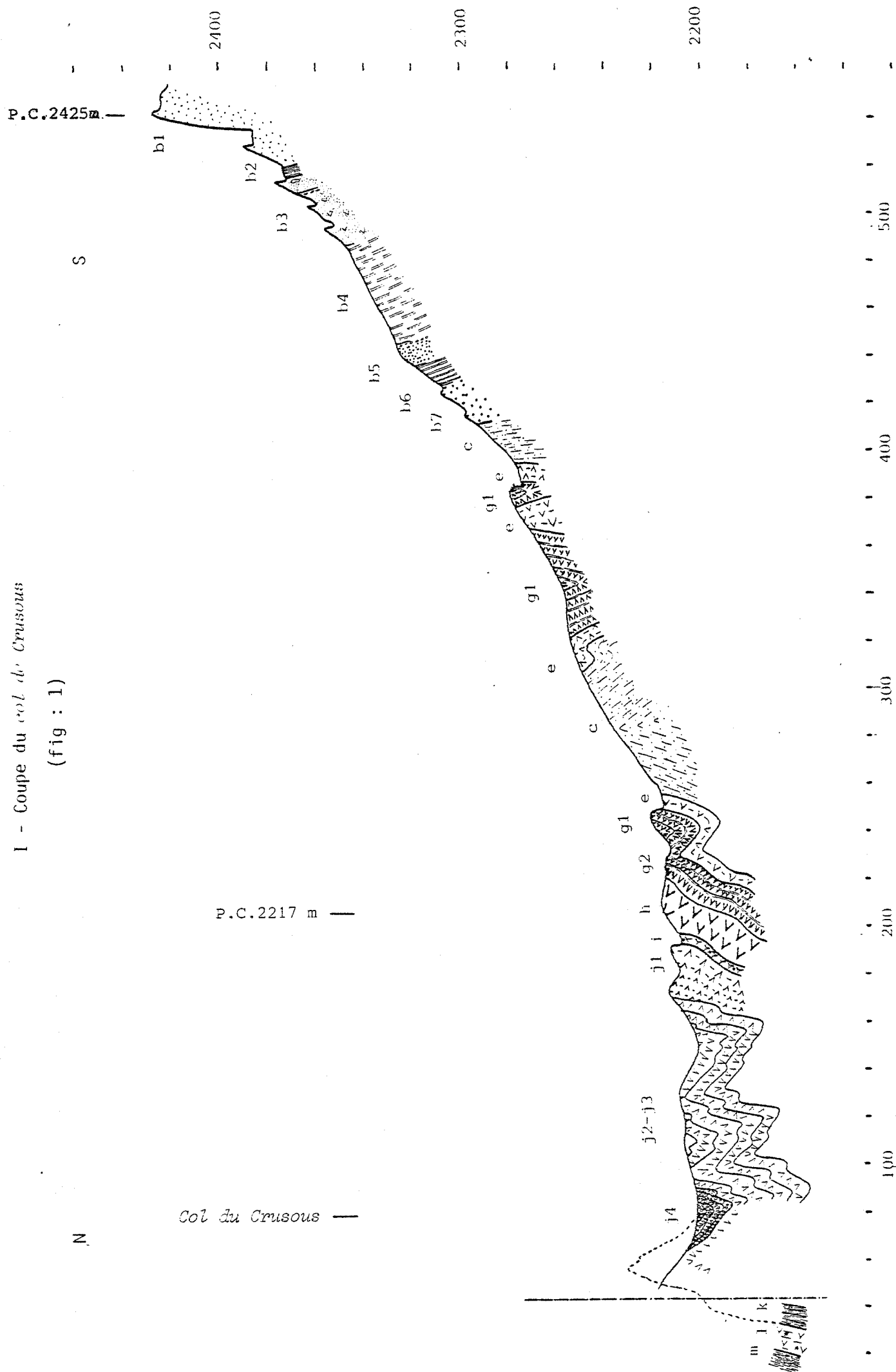
Les coupes I et II traversent au Sud cet ensemble différencié, d'épaisseur apparente 400 à 500 mètres, qui forme la plupart des crêtes, versants et cirques à proximité de la frontière. Des quartzites fins, gris, homogènes et puissants forment la base de ce faisceau : à son sommet, on trouve quelques bancs pluridécimétriques de grès à cassure et patine blanc-jaune passant en concordance à l'ensemble grésopélitique rubané.

Ce faisceau est formé de quartzites gris, fins, massifs et homogènes, puis de bancs pluridécimétriques de grès blancs ou jaunes, fins ou grossiers (faciès microconglomératiques), rarement vacuolaires alternant irrégulièrement avec des bancs métriques de pélites vertes massives ou rubanées (il s'agit alors d'une succession de fins lits de grès dans les shales verts). On observe au sein des bancs de grès de rares lentilles trapues demi-métriques de dolomie gréseuse. Les faciès conglomératiques sont constitués par d'abondants petits cristaux plurimillimétriques, souvent arrondis et triés, de quartz associés à un ciment de quartzite blanc. Ces microconglomérats sont parfois légèrement ferrugineux.

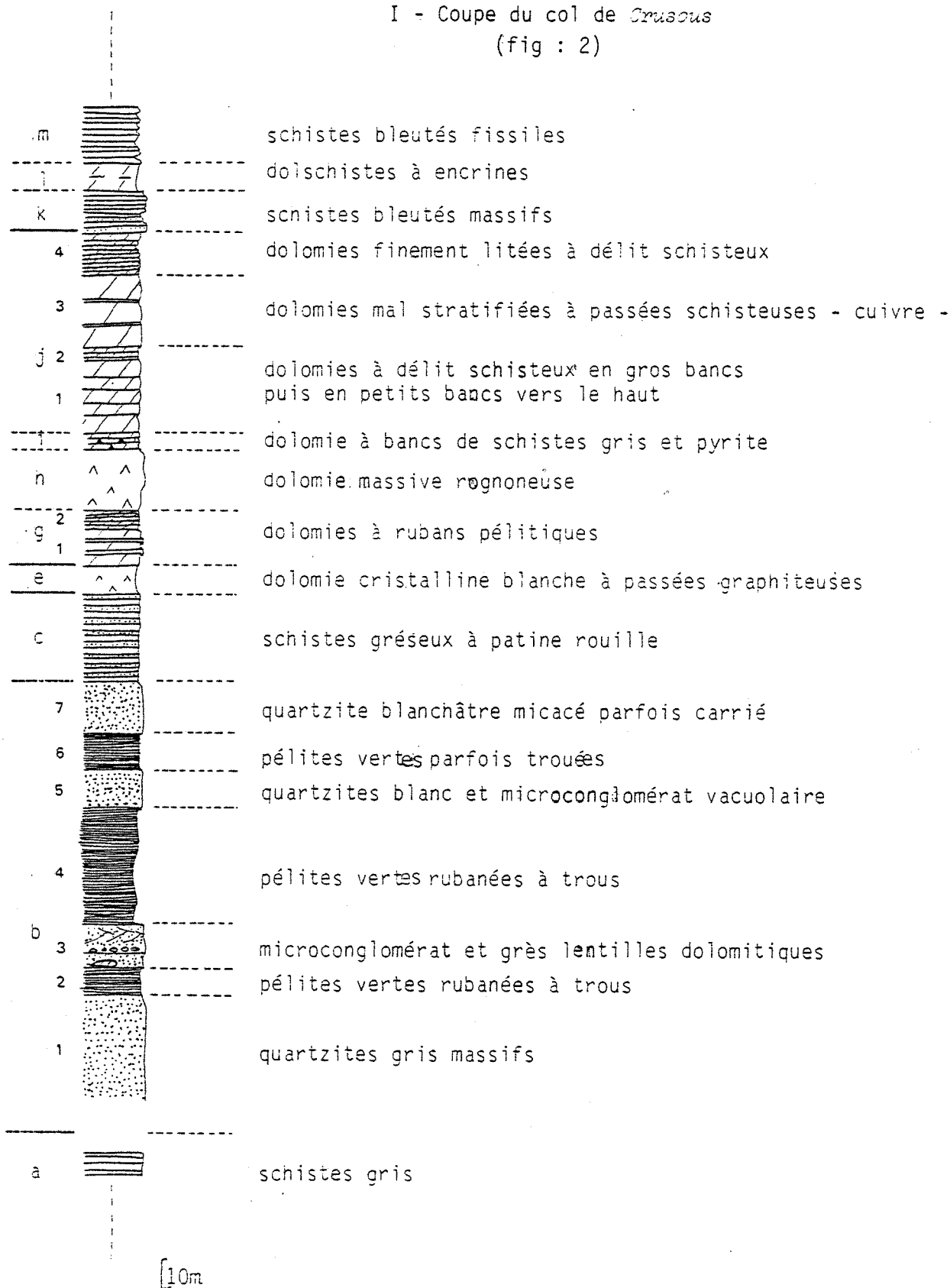
Il existe de nombreuses figures sédimentaires (stratifications entrecroisées, ravinements) et des granoclassements dans les faciès grossiers des grès. (cotes 2340 à 2350 de l'arête Nord du *Cap de Ruhos*).

Au microscope, les grès et quartzites apparaissent constitués de clastes hétérogranulaires à angles arrondis, de quartz, de muscovite et de rares biotites ainsi que de plagioclases, zircons et tourmalines: de nombreuses ombres de pression sont développées autour de ces clastes recristallisés par métamorphisme régional; le ciment est formé de phyllites (muscovite et chlorite) et de petits cristaux de quartz et de dolomie ou d'ankérite recristallisés; localement le ciment peut-être riche en carbonates, ou contenir d'abondants minéraux opaques (sulfures, hydroxydes de fer).

I - Coupe du col de Crusous
(fig : 1)

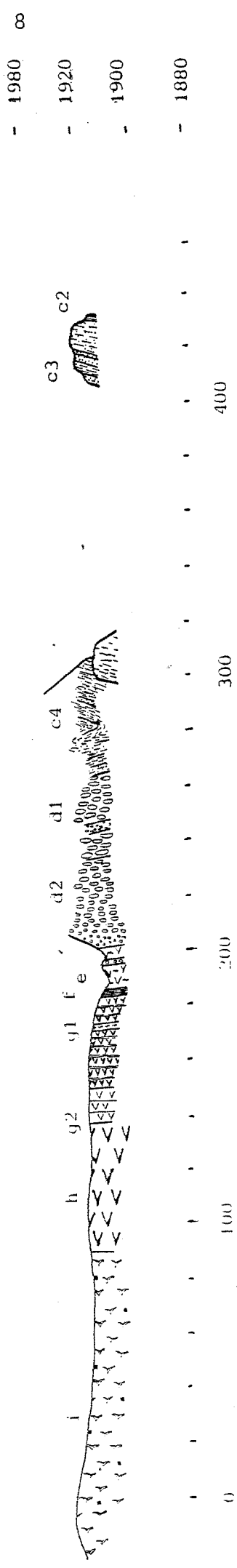


I - Coupe du col de *Crusous*
(fig : 2)



paroi. abrupte —

ravin sec —

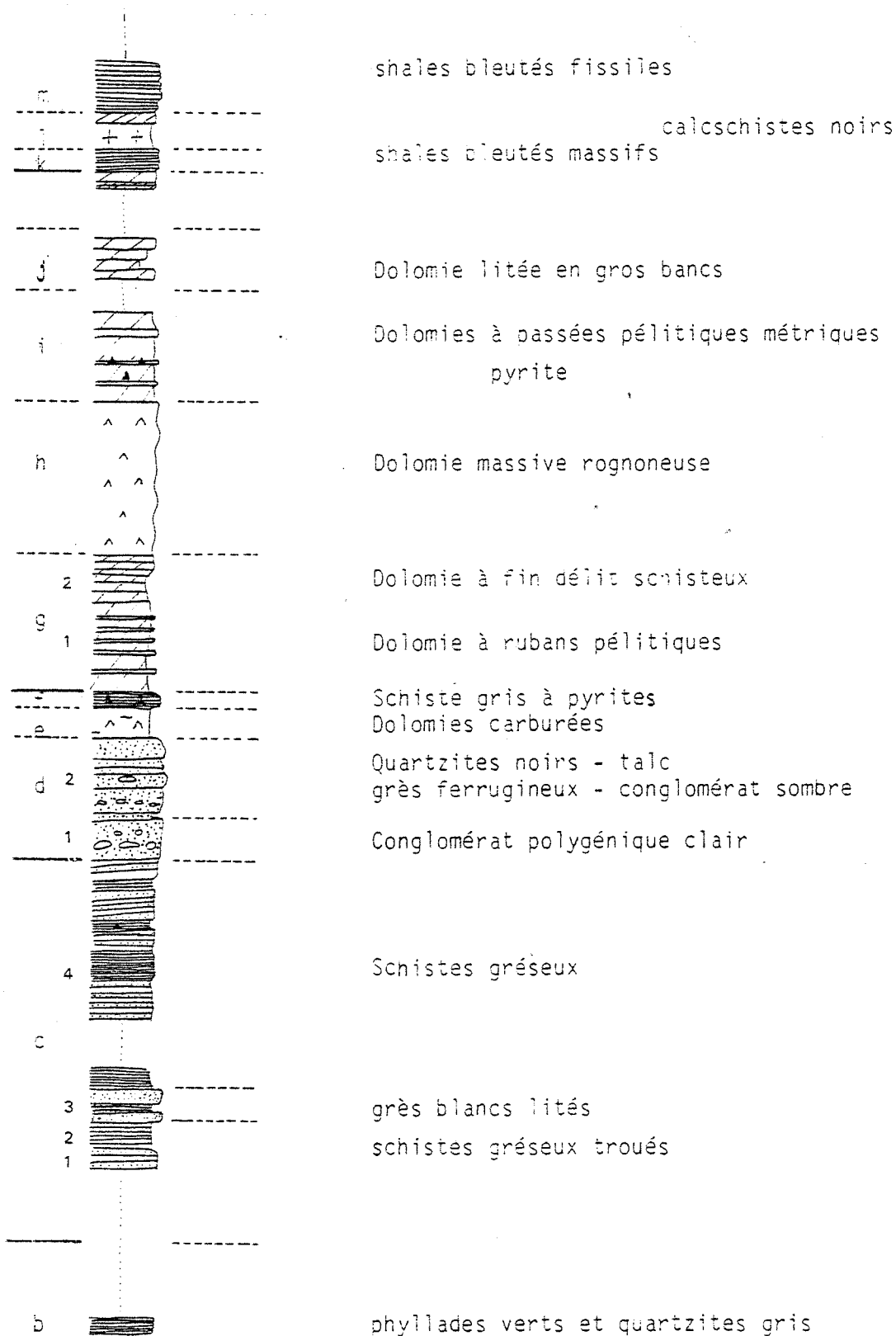


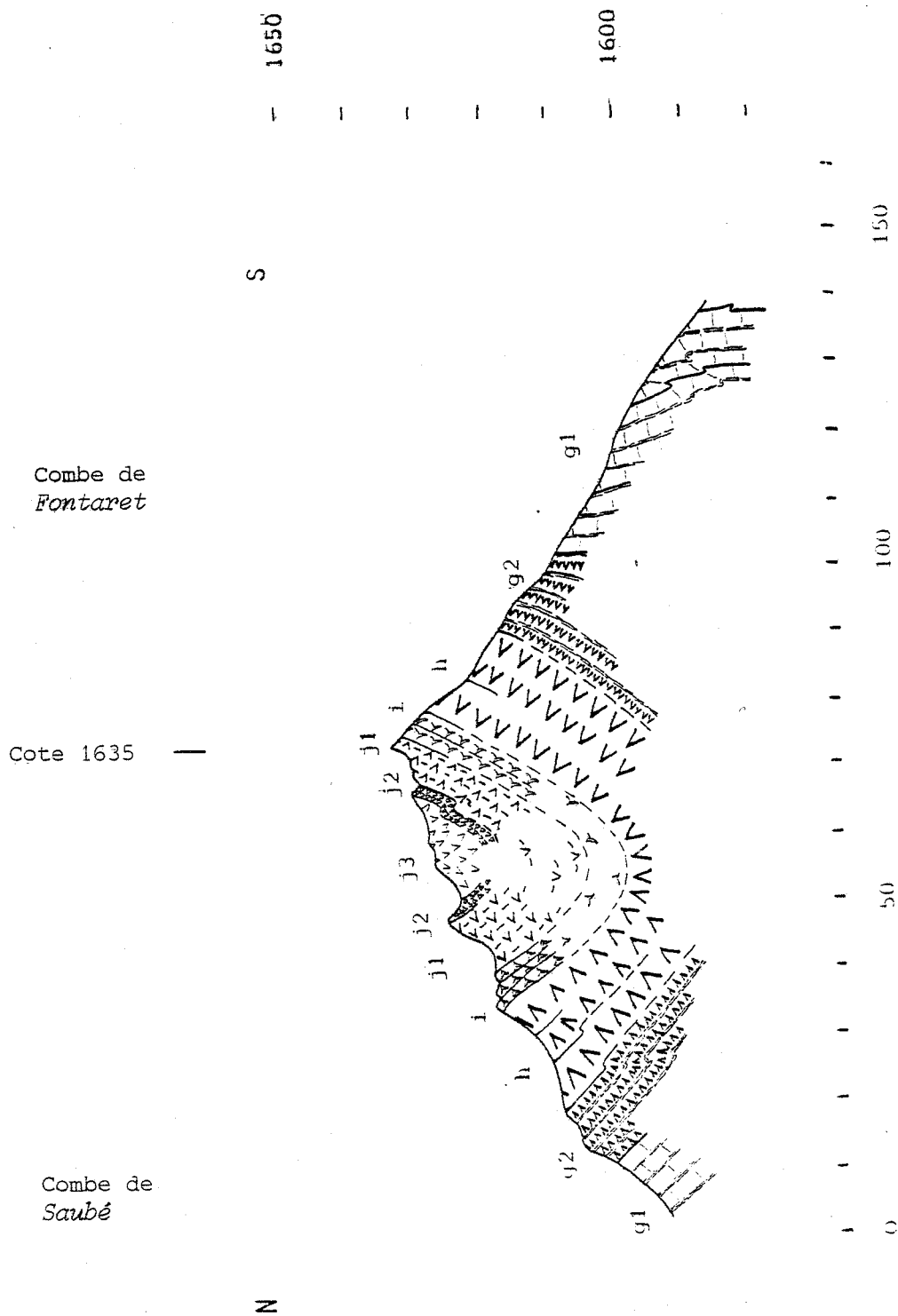
II - Coupe de la doline
vallon de Pontaret coté 1900 m

(fig : 3)

II - Coupe de la Doline

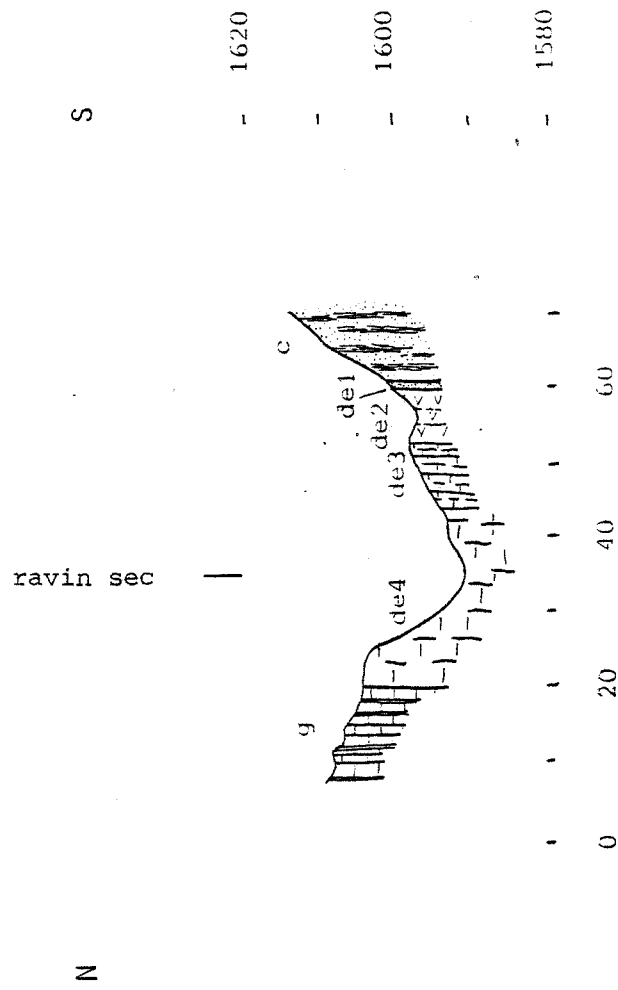
(fig : 4)





III - Coupe de la barre de Saubé-Fontaret

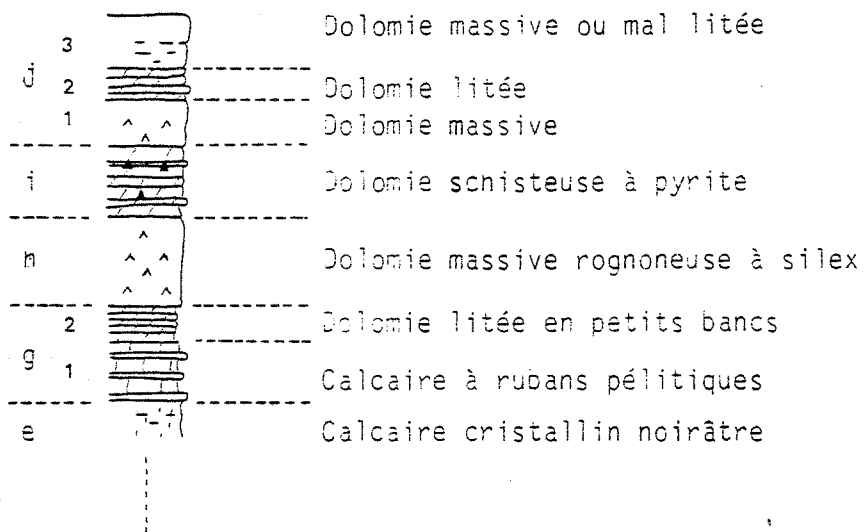
(fig : 5)



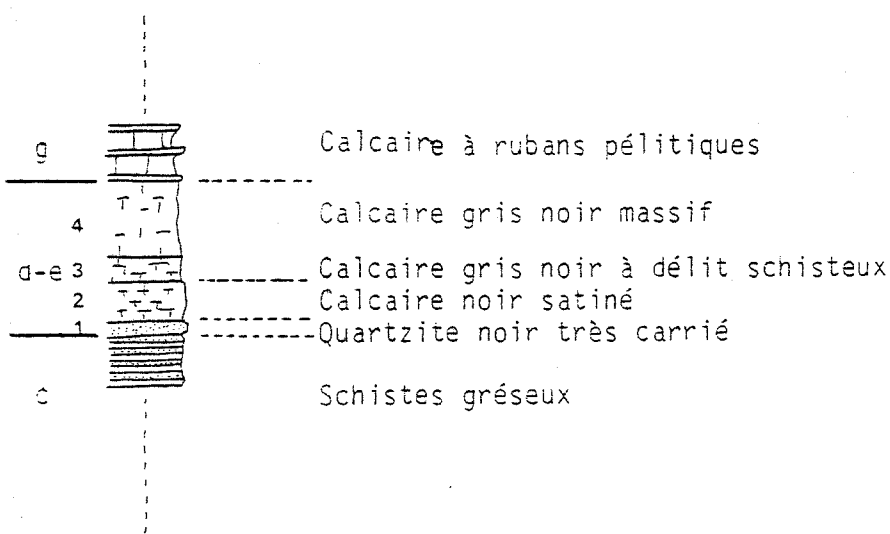
IV - Coupe du ravin de Pontaret
(fig : 6)

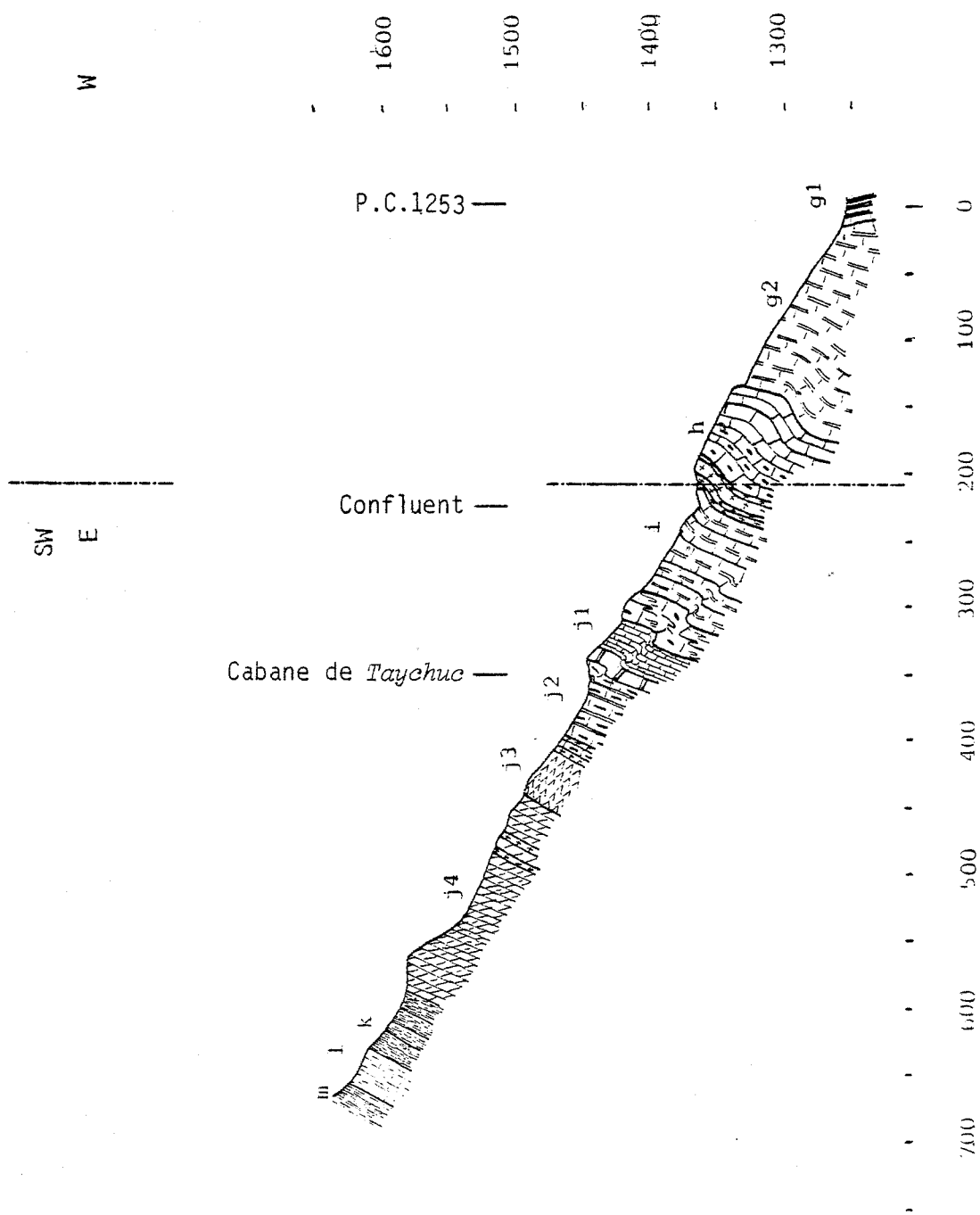
III - Coupe de la barre de *Saubé-Fontanet*

(fig : 7)

IV - Coupe du ravin de *Fontanet*

(fig : 8)





V - Coupe de la cabane de Taychuc
(fig : 9)

V - Coupe de la cabane de *Tayohus*
(fig : 10)

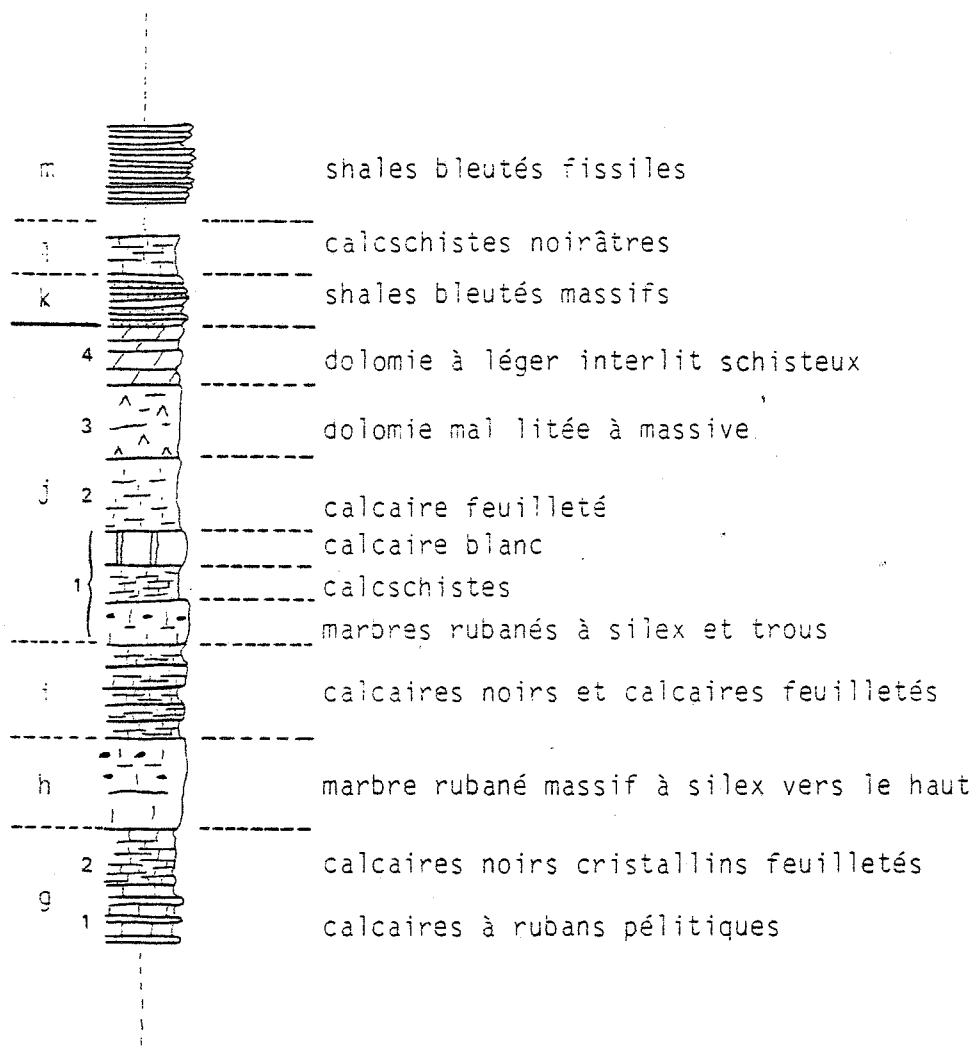




fig 11 : corrélation des colonnes lithostratigraphiques

Les faciès microconglomératiques apparaissent formés de grains hétérogranulaires émoussés de quartz pris dans un ciment constitué de petits cristaux de quartz et de phyllites (muscovite et chlorite d'origine métamorphique) peu abondantes. Les minéraux opaques et les carbonates sont fréquents dans ces roches, soit disséminés, soit en plages hydroxydées centimétriques : on distingue des fragments lithiques formés de quartzites finement cristallisés et de schistes gris à grain très fin inconnus dans la série sédimentaire étudiée.

Les faciès pélitiques sont constitués essentiellement de muscovite ou séricite très fine et de petits cristaux de chlorite, de quartz d'origine métamorphique et de minéraux opaques : les dimensions de ces différents minéraux n'excèdent pas 25 microns. Fréquemment, des clastes arrondis (d'environ 150 microns de diamètre) de quartz "flottent" dans la masse phylliteuse.

2.1.3. Série grésopélitique rubanée (c)

Les coupes n°I et II traversent cette série et la coupe n°IV débute à son sommet.

Il s'agit d'un ensemble détritique de 30 à 120 mètres d'épaisseur apparente, dont la patine de couleur rouille est remarquable. A sa base, il repose en concordance sur le faisceau des quartzites et phyllades verts : à son toit, il passe brusquement aux conglomérats ou aux roches carbonatées du faisceau noir sans discordance angulaire observable. Cette série débute par un ensemble de pélites gréseuses surmontées par des bancs pluridécimétriques de grès blanchâtres associés à des pélites gréseuses carbonatées et trouées à la surface des affleurements. Le corps de cette série est constitué par des alternances centimétriques régulières (d'aspect rythmique) de pélites gréseuses et de grès fins entrecoupées par des bancs métriques de shales massifs souvent altérés (patine gris-blanc); le dernier banc important de shales, de couleur gris-noir est chargé en petits cristaux de pyrite. Au sommet de cette série, la transition avec le faisceau noir (ensemble d) se produit en quelques millimètres, sans joint dégagé avec le conglomérat clair (d1), ou par l'intermédiaire d'un joint avec les roches carbonatées du faisceau noir (e). Je n'ai pas observé de figure sédimentaire dans cette série.

En lame mince cet ensemble paraît formé de clastes relativement anguleux (dimension maximale : 300 microns) de quartz, tourmaline, zircon, sphène et de rares plagioclases et muscovites : autour des clastes et le long des plans de schistosité précoce synchrone du métamorphisme régional cristallisent en abondance de fines paillettes de muscovite et de chlorite (légèrement verte), et de petits grains de quartz.

2.2. LE FAISCEAU NOIR (d,e,f)

Ce faisceau englobe trois termes (de bas en haut) :

- la formation conglomératique (ensemble d)
- la formation des dolomies et calcaires noirs (ensemble e)
- les shales noirs pyriteux (ensemble f)

Ce faisceau noir marque le passage entre une sédimentation détritique à dominante siliceuse (ensemble grés-pélique a,b,c) et une sédimentation carbonatée qui se poursuivra avec la série "carbonatée de *Salau*" (ensembles g à j). Il est continu latéralement mais subit d'importantes variations latérales de faciès; en outre la matière organique est abondante à ce niveau et donne souvent aux roches qui le composent, une couleur noire : elles tâchent souvent les doigts. Tous ces caractères en font un bon repère lithologique.

2.2.1. La formation conglomératique (d)

La coupe II détaille cette formation:

Ce faisceau conglomératique composite grossièrement lité (épaisseur des bancs de 3 à 5m), est disposé en chapelet de lentilles irrégulières, pouvant atteindre 30m d'épaisseur et une centaine de mètres de longueur. Latéralement il passe à des grès lités jaune-beige souvent granoclassés (torrent du *Cougnets*) en bancs centimétriques, ou encore, peut totalement manquer comme au verrou du vallon d'*Anglade*. Au Sud, sa frontière avec l'ensemble lithologique sous jacent (série grés-pélique rubanée c) n'est pas franche. On passe de l'un à l'autre en quelques millimètres sans obliquité, ni ravinement à l'échelle de l'affleurement. Côté Nord, il se charge en dolomite puis en lentilles de dolomie. Les dolomies siliceuses noires de l'ensemble suivant (ensemble e) apparaissent brusquement par l'intermédiaire d'un joint de stratification franc.

Les galets et fragments lithiques remaniés dans ces conglomérats ne sont connus nulle part ailleurs dans la série sédimentaire étudiée.

On distingue :

- Le faisceau conglomératique clair (d1).

Ce faisceau débute par des grès blanchâtres à grain anguleux. Ces grès se chargent rapidement en galets arrondis de quartzite gris à gros grain, de quartzite crème à grain fin et de dragées de quartz blanc ou noir : les dimensions des galets peuvent atteindre 30 centimètres. Les galets ne sont pas classés et le ciment gréseux est toujours très abondant. Dans la partie supérieure du vallon de *Saubé* le ciment gréseux est moins abondant : les galets présents sont centimétriques, très roulés, et constitués uniquement de quartz blanc; on y observe de nombreux

ravinements.

- Le faisceau conglomératique sombre. (d2).

Des grès ferrugineux à lentilles dolomitiques et ankéritiques reposent sur l'ensemble d1. Ils passent à des alternances décimétriques irrégulières de grès noirs carriés à petits galets, et de talc massif développé aux dépens de bancs dolomitiques. La proportion de talc par rapport aux grès noirs d'abord faible, augmente en se déplaçant dans le sens de la coupe.

Seul le faisceau conglomératique sombre a été analysé microscopiquement. Les grès ferrugineux apparaissent comme un assemblage de fragments lithiques schisteux et de quartz anguleux pris dans un ciment quartzeux et chloriteux. Des hydroxydes ferrugineux imprègnent aux joints de grain la totalité de la roche.

Les grès noirs carriés sont constitués de fragments émoussés et non classés de quartz, associés à un abondant ciment recristallisé constitué de petits cristaux de quartz, de minéraux opaques et matière organique intersticielle.

2.2.2. Dolomies carburées - calcaires noirs à tiges de crinoïdes (e)

Les coupes I, II et IV traversent ce niveau, la coupe IV donnant le détail des calcaires satinés et calcschistes noirs apparaissant en variation latérale de faciès dans le vallon de *Fontaret*.

Ces dolomies ou calcaires noirâtres cristallins ont une épaisseur régulière de 5 mètres environ, sauf au niveau de la coupe IV où leur puissance peut atteindre 25 mètres, sur 500 mètres d'Est en Ouest. Au mur et au toit, ils présentent des limites nettes, matérialisées par des joints les séparant d'ensembles pétrographiquement différents. Dolomitiques à l'Est du secteur, ils passent à des calcaires au droit de la cabane de *Fontaret*. Ils présentent par place une texture dol - ou calcarénitique. Ils sont riches en graphite réparti, soit en zébrures irrégulières (faciès dolomitiques), soit de façon homogène (faciès calcaires). Sur la coupe II où ils jouxtent l'épaisse lentille conglomératique d, la roche raye le marteau, et des cristaux subautomorphes centimétriques de quartz sont développés au sein de la dolomie. Les faciès calcaires contiennent des segments de tiges de crinoïdes pouvant être très abondants à l'Ouest du vallon d'*Anglade* (c'est le calcaire coquiller de C. DERRE).

Au niveau du ravin de *Fontaret*, coupe IV, ces calcaires cristallins noirs s'épaississent rapidement : ils reposent sur des grès noirs extrêmement carriés et passent latéralement à des calcaires satinés à grain très fin complètement noirs,

surmontés de calcschistes noirâtres, puis de calcaires gris-noir massifs cristallins. En mine d'importants corps de skarns se développent aux dépens de ces calcaires cristallins noirs.

Au microscope, les faciès dolomitiques apparaissent formés de dolomite recristallisée, de pyrite automorphe et de matière organique abondante disposée aux joints de grains de la dolomite.

2.2.3. Les shales noirs pyriteux (f)

Seule la coupe II traverse cet ensemble absent sur la majeure partie du terrain.

Ce sont des shales noirs et tendres, dans lesquels abondent de gros cristaux de pyrite. Ils sont disposés en un banc métrique discontinu à limites nettes. Ces shales ne tachent pas les doigts.

2.3. SERIE CARBONATEE DE SALAU (g, h, i, j)

Cette série regroupe quatre termes (de bas en haut) :

- Les dolomies ou calcaires à lits pélitiques (ensemble g) souvent appelées "barégiennes".
- Les dolomies rognoneuses ou calcaires massifs rubanés (ensemble h).
- Les dolomies schisteuses ou calcaires noirâtres (ensemble i).
- Le faisceau des dolomies ou calcaires lités (ensemble j).

Cette série d'aspect monotone est bien litée sur toute son épaisseur et présente dans sa moitié inférieure une lithologie différenciée. Dolomitique à l'Est, elle passe latéralement à des calcaires à l'Ouest et forme l'encaissant à l'affleurement du pointement granodioritique de *la Fourque*. Son épaisseur apparente minimale est de 120 mètres.

Toutes les coupes (I à V) traversent cette série, la coupe V permettant de corréler les faciès dolomitiques et les faciès calcaires présents à la mine.

2.3.1. Les dolomies ou calcaires à lits pélitiques "barégiennes" (g1 et g2).

Cette formation de 20 à 40 mètres d'épaisseur, est constituée à l'Est d'alternances régulières métriques puis centimétriques de pélites (souvent riches en

cristaux de pyrite) et de dolarénite contenant des fragments de tiges de crinoïdes (g1) - La fraction dolomitique augmente du bas vers le haut aux dépens de celle des pélites, en même temps que l'épaisseur des alternances diminue, jusqu'à ce qu'il ne subsiste plus qu'un fin délit schisteux séparant de petits bancs carbonatés (faciès des "alternances carbonatées en petits bancs" g2).

Au niveau de la coupe III, la fraction dolomitique de ces alternances devient calcaire vers l'Ouest sans que l'aspect global de cette formation soit changé. A l'échelle du terrain étudié, la continuité et la régularité de cette formation contrastent avec l'aspect changeant et discontinu du faisceau noir (d,e,f) sous-jacent: c'est un niveau lithologique repère.

L'abondance des joints de stratification et sa lithologie différenciée contribuent à faire de cet ensemble un lieu privilégié pour les transformations métasomatiques périgranitiques.

Au microscope, les bancs carbonatés apparaissent principalement formés de cristaux hétérogranulaires de dolomite ou de calcite recristallisée, de fragments de tiges de crinoïdes et de minéraux opaques (pyrite et matière organique disséminée).

Les bancs pélitiques sont presque exclusivement constitués par de la chlorite incolore, très finement cristallisée le long des plans de schistosité, ainsi que par de la pyrite.

2.3.2. Les dolomies rognoneuses ou calcaires massifs rubanés (h).

Cette puissante barre de 30 à 40 mètres d'épaisseur arme les reliefs carbonatés du *col de Crusous* à l'Est au *Port de Salau* à l'Ouest, et constitue, à l'affleurement, la majeure partie de l'encaissant situé au contact même de l'apex de granodiorite de *la Fourque*. Elle repose directement sur les alternances carbonatées en petits bancs g2 : elle est formée de dolomies beiges massives et homogènes à patine rousse et à débit caractéristique en rognons : vers le haut, elle devient grossièrement litée en même temps qu'apparaît un fin délit schisteux annonçant le passage progressif à l'ensemble des dolomies schisteuses (i) sus-jacent. On observe fréquemment des cristaux centimétriques de quartz au sein de la dolomie.

Le passage des faciès dolomitiques à l'Est aux faciès calcaires à l'Ouest s'effectue approximativement le long d'une ligne joignant le flanc nord du *Quer de l'Aigle*, à proximité de la mine, à la cabane de *Saubé* (on remarque que les faciès dolomitiques atteignent leur extension maximale vers l'Ouest au sein de cette formation). Les dolomies passent latéralement à des calcaires massifs très cristallins, blancs, à fréquents rubans graphiteux noirs. La stratification de ces marbres rubanés est rarement soulignée par de fins lits de chert. A la mine d'importants corps de skarns sont développés aux dépens de ces marbres.

2.3.3. Dolomies schisteuses ou calcaires noirâtres (i).

Cette formation litée, de 5 à 20 mètres d'épaisseur, n'a pas de limite inférieure et supérieure précise. Elle est constituée de dolomies souvent noires, très cristallines, à débit schisteux. Dans ces dolomies sont interstratifiés quelques bancs décimétriques à métriques de shales gris. On trouve dans toute cette formation des cristaux centimétriques de pyrite.

Comme pour l'ensemble précédent (h), la frontière séparant les faciès dolomitiques des faciès calcaires joint approximativement le flanc nord du *Quer de l'Aigle* à la cabane de *Saubé* : les dolomies schisteuses passent latéralement vers l'Ouest, à des calcaires noirâtres feuilletés cristallins en bancs métriques. En mine, cet ensemble est skarnifié.

L'étude en lame mine de la fraction carbonatée des faciès dolomitiques montre une roche constituée de dolomite en cristaux isogranulaires (quelquefois regroupés en plages évoquant des fragments recristallisés de tests de crinoïdes) et de pyrite.

La fraction pélitique, extrêmement fine, n'est pas déterminable au microscope optique : seuls apparaissent de la matière organique abondante et de la pyrite disposée en petits lits.

2.3.4. Le faisceau des dolomies ou calcaires lités (j)

Ce faisceau, d'une épaisseur minimale de 70m est composé de quatre ensembles carbonatés dont les limites respectives sont délicates à observer :

On distingue :

- Les dolomies en gros bancs (j1).

Ce sont des dolomies cristallines à grain fin, de couleur beige, stratifiées en lits réguliers (de 20 à 50 centimètres d'épaisseur) entre lesquels apparaît souvent un fin délit schisteux gris : la puissance de cet ensemble atteint 20 à 25 mètres.

Au *Col de Crusous*, des petites tablettes de roche ferrugineuse existent dans la masse des bancs dolomitiques.

- Les dolomies finement litées à passées de shales (j2).

Cet ensemble d'une puissance de 5 mètres est constitué de dolomies beige litées en petits bancs centimétriques décimétriques séparés par des interlits de shales gris-noir.

- Les dolomies massives (j3).

Ce sont des dolomies beiges, mal stratifiées ou massives dans lesquelles quelques bancs centimétriques discontinus de shales gris soulignent la stratification. Au total, ces dolomies atteignent une épaisseur de 20 à 25 mètres.

- Les dolomies litées en petits bancs (j4).

Cet ensemble de 15 mètres de puissance, est formé de dolomies blanc-beige litées en bancs réguliers centimétriques à décimétriques admettant fréquemment un interlit de shales gris.

Dolomitique à l'Est, ce faisceau carbonaté (j) passe latéralement vers l'Ouest, à des faciès calcaires entre les cotes 1550 et 1650 dans les vallons de *Saubé* et de *Taychuc*. La coupe V permet une corrélation indirecte des deux faciès.

En effet, on observe :

dans la partie inférieure de la coupe (de bas en haut)

- = des calcaires à lits pélitiques passant à des calcaires feuilletés cristallins noirâtres.
- = des marbres massifs rubanés à rares lits de chert.
- = une succession de calcaires sombres en bancs décimétriques interstratifiés avec des calcaires feuilletés noirâtres.

Ces trois ensembles correspondant respectivement :

- aux dolomies à lits pélitiques (g1) passant aux alternances carbonatées en petits bancs (g2).
- aux dolomies rognoneuses (h).
- aux dolomies schisteuses (i).

dans la partie supérieure, on retrouve :

- = les dolomies massives (j3).
- = les dolomies litées en petits bancs (j4).

Entre ces parties inférieure et supérieure de la coupe, on a :

- = une barre calcaire constituée par des marbres rubanés grossièrement lités à silix puis par une passée de calcschistes surmontée par des gros bancs de marbre saccharoïde blanc.
- = des calcschistes gris feuilletés.

Cet ensemble, barre calcaire - calcschistes gris feuilletés, est donc l'équivalent latéral de l'ensemble dolomies en gros bancs (j1) - dolomies finement litées à passées de shales (j2).

De plus les caractères de stratification en lits réguliers et épais, de délit schisteux discret et de cristallinité se retrouvent aussi bien dans les dolomies en gros bancs (j1) que dans la barre calcaire : de même, les dolomies finement litées à passées de shales (j2) et les calcschistes gris feuilletés ont en commun un litage en petits bancs et une sensible fraction schisteuse. Je propose comme équivalents latéraux respectifs des dolomies en gros bancs (j1) et des dolomies finement litées à passées de shales (j2), la barre calcaire décrite ci-dessus et les calcschistes gris feuilletés.

Les faciès calcaires correspondant latéralement aux dolomies massives (j3) et aux dolomies litées (j4) n'ont pas été analysés.

2.4. LE FAISCEAU DES SHALES BLEUTES (k, l, m)

D'apparence monotone, ce faisceau regroupe de bas en haut trois termes distincts :

- les shales bleutés inférieurs à lits gréseux (ensemble k).
- les calcschistes et encrinites (ensemble l).
- les shales bleutés supérieurs (ensemble m).

Ces shales bleutés reposent en concordance sur les dolomies litées en petits bancs (j4) par l'intermédiaire d'un joint extrêmement net. Vers le haut ils passent, soit aux shales ampéliteux siluriens (secteur de *Gérac* au Nord Ouest du massif de granite de *Bassières*) soit aux calcaires de Carboire datés du dévonien inférieur (à proximité du *Pic des Maurets*) : ce faisceau est très régulier latéralement et ne présente de variation de faciès qu'au niveau de l'ensemble l, calcschisteux sur la majeure partie du terrain, dolcschisteux à l'Est du vallon supérieur de *Saubé* (cote 2000 environ). Son épaisseur apparente atteint 900 à 1000 mètres pour une puissance réelle n'excédant pas 150 mètres.

2.4.1. Les shales bleutés inférieurs à lits gréseux (k)

Ce sont des shales granuleux, durs et sonores à cassure et patine gris bleu : la stratification est marquée par des lits centimétriques espacés de grès fins (très rarement granoclassés), ou de shales blanchâtres. Ils contiennent toujours un peu de pyrite. Ils ont une quinzaine de mètres d'épaisseur.

En lame mince, ces shales sont constitués par des paillettes de muscovite et de chlorite verte cristallisées le long des plans de stratification et de schistosité précoce, par du quartz, des sulfures et de la matière organique : ces minéraux sont toujours très petits (sulfures mis à part); ultérieurement, des bâtonnets et rosettes de chloritoïde d'un diamètre de 100 à 200 microns se développent dans l'ensemble de la roche en recoupant les plans de schistosité précoce (ces cristaux de chloritoïde, sont ensuite déformés par une schistosité de strain-slip): ils donnent à ces shales leur aspect granuleux. Dans certains niveaux l'abondance de ce minéral est telle, que la roche devient une chloritoïdite massive. Les lits gréseux sont constitués principalement par du quartz recristallisé en petits grains, et, de la muscovite et chlorite verte subordonnées : le chloritoïde est nettement moins abondant que dans la fraction fine de la roche.

2.4.2. Les calcschistes noirs et encrinites (l)

Au sein des shales bleutés apparaissent, sur une dizaine de mètres d'épaisseur des calcschistes noirâtres et sonores comportant une importante proportion de shales gris : ces shales peuvent s'individualiser en bancs centimétriques régulièrement espacés, les calcschistes acquérant alors un faciès d'alternances carbonates/shales (leur couleur sombre, leur développement réduit et leur position au sein des shales bleutés permettent de les distinguer aisément des dolomies ou calcaires à lits pélitiques (g)). Ces calcschistes sont toujours riches en tests de crinoïdes et passent vers le haut à des encrinites massives.

Les faciès dolomitiques n'affleurent que dans la partie orientale du terrain sans changement d'aspect macroscopique de ce faisceau.

Au microscope ces calcschistes apparaissent comme un assemblage, à texture calcarénitique, de grands tests de crinoïdes pris dans une pâte finement recristallisée formée par de la calcite (ou de la dolomite), de sulfures et de la matière organique.

La fraction fine est formée par de petits cristaux de phyllites alignées le long des plans de stratification et de schistosité précoce, par de la matière organique abondante et par des sulfures.

2.4.3. Les shales bleutés supérieurs (m)

Au dessus des calcschistes et encrinites (l) apparaît un ensemble épais et monotone de shales bleu-sombre légèrement gréseux dans la partie inférieure. Dans la partie supérieure, je n'ai pas étudié en détail leurs rapports avec les schistes ampéliteux siluriens et avec les calcaires de *Carboire* dévoniens auxquels ils passent selon les endroits.

En lame mince, ces shales sont semblables en tous points à la fraction fine des shales bleutés inférieurs (k) : le chloritoïde y est cependant moins abondant.

2.5. MANIFESTATIONS MAGMATIQUES, ALTERATIONS ET MINERALISATIONS TARDIVES

2.5.1. Manifestations magmatiques tardives (avec le concours de L. Raimbault).

Des roches quartzofeldspathiques claires et sombres, fréquemment altérées, s'installent à tous les niveaux de la colonne lithostratigraphique sous forme de sills, d'épaisseur métrique à décamétrique, le long des plans de stratification ou de schistosité précoce. En deux points nous avons observé les filons clairs recouper les filons sombres.

Les filons sombres, souvent rayables à l'ongle, sont formés par une pâte microgrenue (dimension moyenne 40 microns) constituée de quartz, de plagioclase et de biotite en général presque complètement chloritisée = les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et l'ilménite. Des cristaux automorphes de pyrite se présentent, soit isolés (dimension 100 microns) soit en groupes pouvant aller jusqu'à 4 mm.

Les filons clairs sont formés de roches à texture microgrenue porphyrique à phénocristaux millimétriques de quartz, de plagioclase et de biotite dans une matrice constituée des mêmes minéraux. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et de la clinozoïsite ferrique.

Les grands cristaux de quartz sont fréquemment automorphes. Le plagioclase en phénocristaux est de l'oligoclase acide (An 12. An 15) altéré en séricite et en albite (An 10). Dans la mésostase, une détermination a donné une teneur quasiment nulle en anorthite. La biotite est toujours chloritisée. Aucun cristal de feldspath potassique n'a été observé.

Les épontes de ces sills sombres et clairs sont toujours dépourvus de minéralisation. Seul un enduit de talc apparaît au contact de la dolomie. Ces filons présents sur tout le terrain sont particulièrement abondants dans les vallons de *Fontaret* et surtout de *Saubé* entre les cotes 1700 et 1900 et pourraient indiquer en profondeur un apex de roches granitoïdes.

Sur le flanc Est du *Quer de l'Aigle* de petits stocks de roches quartzofeldspathiques altérées développent à leur contact des skarns minéralisés en sulfures. Au Sud de ceux-ci, la série grésopélitique rubanée revêt par place un aspect de schistes tachetés (centré autour des coordonnées : $x = 507,45; y = 3048,37; z = 1360$).

2.5.2. Altérations tardives du vallon de Fontaret

On observe au Sud-Est de la cabane de *Fontaret*, vers la cote 1900 sur la coupe II, des lentilles à contours diffus de schistes blanchâtres très tendres insérés dans la moitié supérieure de la série grésopélitique rubanée(c), et des bancs centimétriques à décimétriques de talc massif développés aux dépens des lits dolomitiques associés aux grès noirs du faisceau conglomératique sombre (d2) : l'analyse microscopique de ces roches révèle une auréole d'altération affectant principalement la série grésopélitique rubanée (c), le faisceau noir (d,e,f) et la moitié inférieure du faisceau carbonaté (g,h,i).

Au microscope on observe :

- lorsque la roche initiale était un grès ou une pélite, des filonnets sécants sur les plans de schistosité de flux ou de strain-slip ou guidés par ceux-ci et de grandes plages non orientées constituées par de la chlorite incolore ou jaune pâle faiblement pléochroïque, par du talc ou par de petits cristaux de dolomite parfois abondants, souvent associés à des minéraux opaques : quelques sections favorables ont indiqué des chlorites de type clinochlore-grochauite. Les tourmalines détritiques, la matière organique et les pyrites éventuellement contenues dans ces roches sont conservées.

Tardivement, des paillettes isolées et des filonnets de chlorite incolore recourent et croissent aux dépens de l'ensemble de la roche.

Les analyses chimiques de ces roches donnent des teneurs en MgO atteignant 30% (cf. paragraphe 3).

- lorsque la roche originelle était dolomitique (faisceau carbonaté de "*Salau*") des paillettes de chlorite incolores se développent aux joints de grains de dolomite, puis du talc et du quartz en plages xénomorphes et poéclitiques corrodent les minéraux préexistants : enfin, des filonnets de chlorite incolore ou verdâtre s'insinuent entre les cristaux de talc et peuvent les recouper.

Ces altérations postschisteuses évoquant l'interaction entre les sédiments originels et un fluide qui les a percolés pourraient être les témoins superficiels de roches transformées en profondeur. Elles sont situées juste au Sud de l'important ensemble de roches quartzofeldspathiques filoniennes du vallon de *Saubé*.

2.5.3. Minéralisations tardives

Outre les petits skarns à sulfures du *Quer de l'Aigle* (cf. paragraphe 2.5.1) deux indices métalliques situés dans la partie supérieure du vallon de *Saubé* doivent être signalés :

Au *Col de Crusous* des encroûtements à chalcopryrite primaire, malachite et goethite secondaires tapissent les diaclases tardives (N 20 subverticale) et les joints de stratification à la base des dolomies litées : les quantités observées sont réduites : (x = 509,33; y = 3048,95; z = 2200m).

Au Sud du vallon de *Saubé* dans sa partie supérieure, du mispickel massif altéré en surface affleure sur quelques mètres carrés dans une fracture affectant l'ensemble des quartzites et phyllades verts (x = 508,99; y = 3048,73; z = 2080m).

A l'Ouest du secteur étudié à la base du *Bois du Maillet* cotes 1080 à 1100 des indices à quartz, calcite et sulfures (pyrrhotite ?) jalonnent une faille importante (N 85 S 83) semblable à celles observées en mine. Ces affleurements ont été trouvés lors d'une prospection effectuée avec Monsieur et Madame GUERANGE (BRGM). (x = 504,87; y = 3049,37; z = 1090m).

3. ANALYSE GÉOCHIMIQUE EN MAJEURS DE LA SÉRIE SÉDIMENTAIRE DE *SALAU*

3.1. ECHANTILLONNAGE

Les échantillons ont été prélevés sur les coupes I et II et sur le flanc Nord du vallon de *Saubé*, vers la cote 1700, où les shales bleutés inférieurs affleurent bien.

Quarante quatre échantillons non carbonatés et ne montrant pas d'altération magnésienne profonde, représentent la série sédimentaire étudiée. Nous avons considéré que l'altération magnésienne était profonde dès que la teneur en MgO excédant 5% en poids (elle peut dépasser 30%) était couplée avec un lessivage de l'alumine, de la soude et de la potasse : au microscope, les roches correspondantes sont massivement envahies par de la chlorite et parfois du talc secondaire.

Les analyses chimiques ont été obtenues par fluorescence X à l'ENSMSE.

Pour la lecture des diagrammes les symboles représentent les ensembles suivants, et les numéros renvoient aux échantillons correspondants :

- ▲ schistes gris (a) : 548, 549, 550
- quartzites et phyllades verts (b) : 526 à 533, 535, 536, 538 à 541, 545, 547
- △ série grésopélitique rubanée. (c) : 450, 451, 454, 461, 462
- * faisceau noir (d, e, f) : 465, 469, 471, 473, 476, 524, 525
- ⊙ série carbonatée de "*Salau*" (g, h, i, j) : 488, 520
- faisceau des shales bleutés (k, l, m) : 500 à 509, 511, 512

3.2. ROLE DE L'ALTERATION MAGNESIENNE

Après avoir éliminé les échantillons présentant une anomalie manifeste en MgO, il convient de rejeter les échantillons ayant subi une altération sensible : le diagramme MgO-SiO₂ permet d'effectuer cette discrimination. (fig.12).

Sur ce diagramme, deux ensembles distincts apparaissent :

- Le premier regroupe les roches 465-469-471-473-476-501-509-512-524-545 dont la teneur en MgO dépasse 3,5% en poids et paraît indépendante de la teneur en silice. Sur le diagramme Mg-Na-K (fig.13) on constate que tous ces échantillons sauf 545 ont des teneurs en soude ou/et en potasse quasi nulle (lessivage partiel des alcalins). Au microscope, on observe le développement de paillettes de chlorite incolore et plus rarement de talc, sécantes sur les plans de schistosité : ces roches ont donc subi une altération magnésienne.

- le second comprend tous les autres échantillons = la teneur en MgO n'excède pas 3% et croît progressivement à silice constante. Le faisceau des shales bleutés se distingue par des teneurs en MgO, relativement à la silice, nettement moins élevées que pour les autres roches gréso-pélitiques.

On peut donc considérer que les grès et les pélites ayant des teneurs en MgO supérieures à 3,5% couplées à des teneurs en soude ou en potasse nulles ont subi des transformations tardives qui oblitèrent partiellement le caractère originel de ces sédiments : les roches représentatives de la série sédimentaire ont une teneur en MgO inférieure à 3%.

3.3. NATURE GEOCHIMIQUE DE LA SERIE SEDIMENTAIRE

Sur le diagramme de saturation de l'alumine $\text{Na}_2\text{O} + 31/47 \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (fig.14) les roches se répartissent en deux ensembles principaux disjoints :

- le premier est caractérisé par des teneurs en Al_2O_3 inférieure à 12% : tous les grès et microconglomérats 469-471-473-476-526-527-528-533-536-538-541-547 à l'exception de 532 et trois pélites 451-465-529 appartiennent à cet ensemble qui recouvre le champ des grès lithiques et émerge celui des grauweekes (cf. M.FONTEILLES, thèse Paris VI p.295). Les échantillons ayant une saturation de l'alumine sensiblement inférieure à 25% présentent un déficit en alcalins et correspondent aux roches ayant subi une altération magnésienne (cf. paragraphe précédent).

Au sein de cet ensemble, on distingue les grès lithiques des grauweekes à l'aide de la teneur en MgO nécessairement supérieure à 1% pour ces dernières. Les échantillons 451 et 533 sont susceptibles d'être des grauweekes : en réalité seul 451 est une grauweeke, 533 ayant une teneur en alumine trop basse. Toutefois cette grauweeke est trop isolée pour en tirer une conclusion.

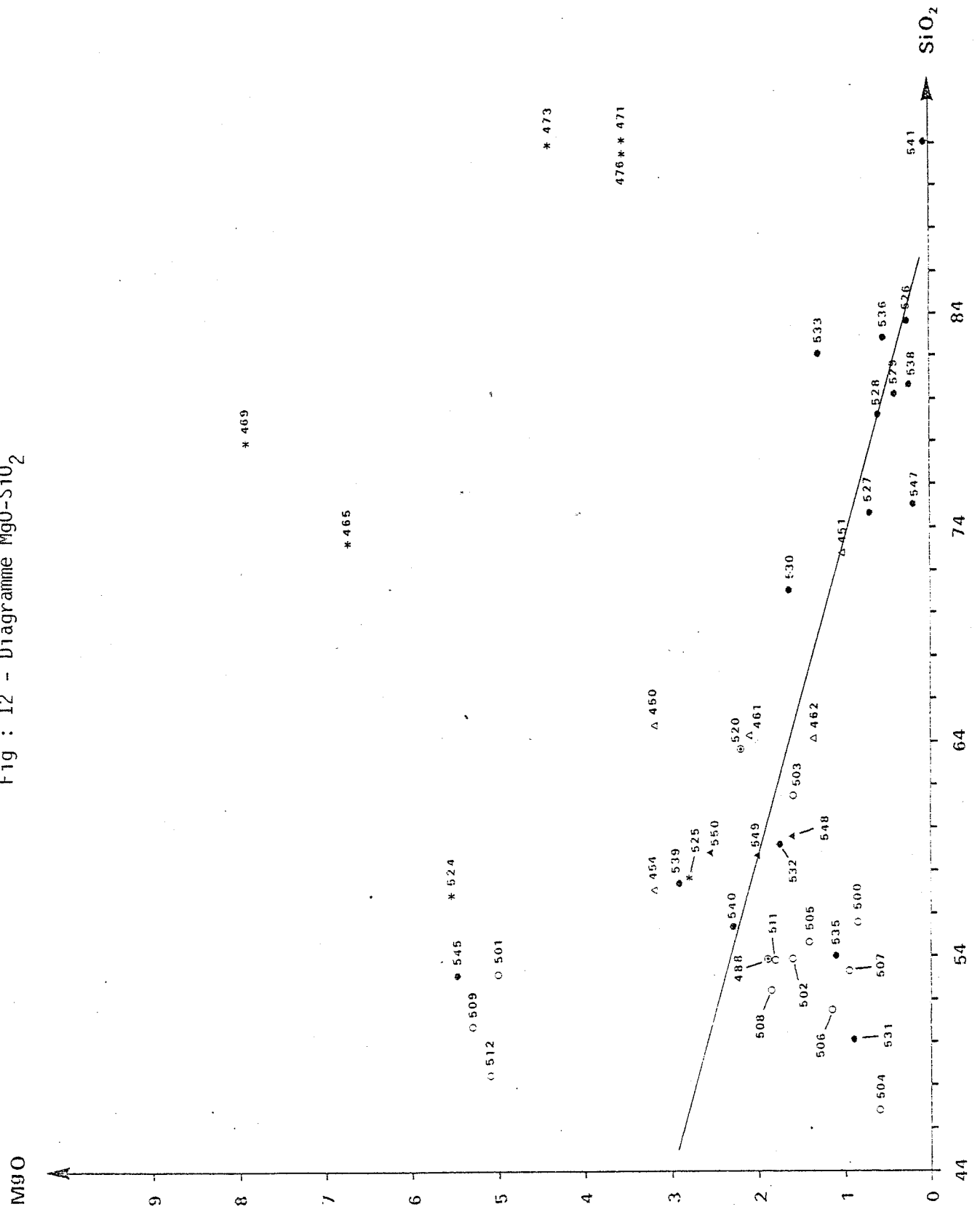
Fig : 12 - Diagramme MgO-SiO₂

Fig : 13 - Diagramme Mg-Na-K

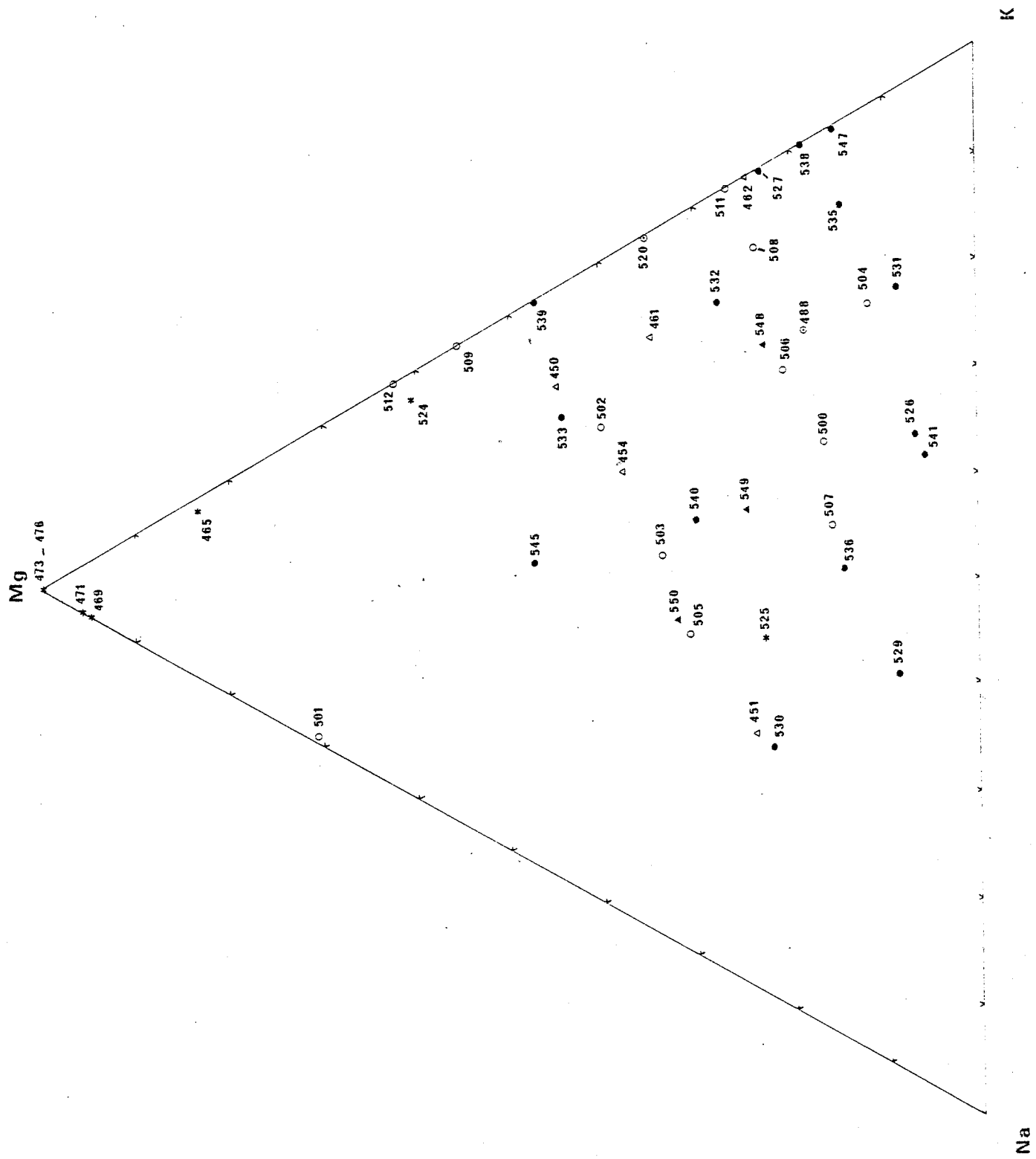
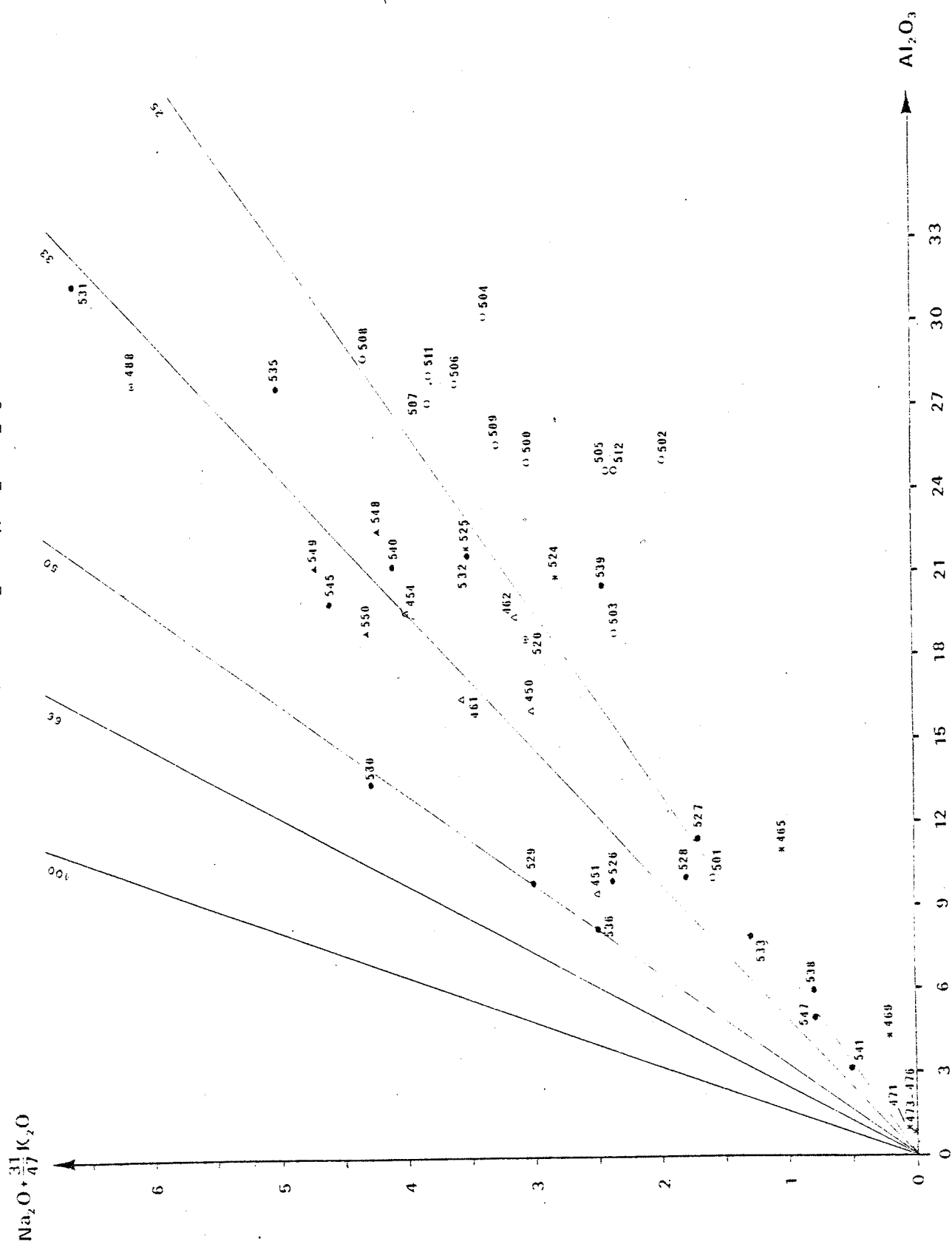


Fig : 14 - Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \frac{31}{47} \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$ 

- le second est caractérisé par des teneurs en alumine supérieures à 16%. Il est constitué de pélites plus ou moins gréseuses appartenant aux différents faisceaux lithologiques et recouvre le champ des shales et des grauwackes.

Après avoir éliminé les échantillons 509, 512 et 524 qui ont subi l'altération magnésienne et 539 pour lequel on peut suspecter un lessivage tardif de la soude on peut distinguer trois sous groupes nettement individualisés et distincts:

= les pélites gréseuses 450-454-461-462-520-525-532-540-545-548-549-550. qui ont une saturation de l'alumine comprise entre 25 et 40%.

= les shales hyperalumineux ($Al_2O_3 > 27,5\%$) 488-531-535

= les "shales" bleutés 500-502-503-504-505-506-507-508-511 situés sous la droite de pente 25% : cette disposition particulière n'est pas imputable à une transformation secondaire; de ce point de vue ils apparaissent comme un ensemble sédimentaire tout à fait caractéristique.

Enfin l'échantillon 530 riche en soude est isolé:

A l'aide des critères $SiO_2 + 4,45 CaO > 70$ ou < 43

$SiO_2 - 10 K_2O > 43$ ou < 30

$SiO_2 + 41 Na_2O > 80$ ou < 71

de distinction entre shales et grauwackes (DEMANGE, thèse Paris VI p.35 A2-5) les pélites considérées s'inscrivent toutes (exception faite de 530) dans le domaine des shales, 450 et 461 étant très proches du domaine des grauwackes. L'échantillon 530 est à rapprocher des shales siliceux de PETTIJOHN.

En résumé, la série analysée est constituée par une succession bien caractérisée de grès lithiques, parfois à ciment dolomitique, et de shales parfois hyperalumineux. Les pélites du faisceau des shales bleutés sont le produit d'une sédimentation pauvre, relativement à l'alumine, en alcalins.

3.4. EXISTENCE DE DEUX SERIES DISTINCTES

3.4.1. Comparaison des shales bleutés avec les autres pélites

a) d'un point de vue géochimique

On constate sur le diagramme $Al_2O_3 - SiO_2$ (fig.16) que les roches ayant une teneur en silice inférieure à 66% (et même inférieure à 60% pour la plupart) correspondent aux shales définis au paragraphe précédent : il est donc possible d'analyser sans ambiguïté tous les shales dans les diagrammes binaires en fonction de SiO_2 .

Les shales bleutés se distinguent par leur faible saturation de l'alumine. De la même manière on constate sur les diagrammes $\text{CaO} - \text{SiO}_2$ (fig. 20), $\text{MnO} - \text{SiO}_2$ et $\text{MgO} - \text{SiO}_2$ que ces shales forment un groupe homogène plus riche en chaux et en MnO , et plus pauvre en MgO que les shales appartenant aux autres ensembles lithologiques. Donc le faisceau des shales bleutés constitue une entité distincte du point de vue de ces oxydes du reste de la série sédimentaire.

D'autre part, on constate sur les diagrammes binaires, que les grès lithiques et les pélites s'alignent, avec une faible dispersion (sauf pour Fe_2O_3 et $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$), le long de droites identiques depuis la formation des schistes gris (a) jusqu'au faisceau conglomératique (d) (cf. $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$; $\text{MgO} - \text{SiO}_2$; $\text{MnO} - \text{SiO}_2$; $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} - \text{SiO}_2$; $\text{P}_2\text{O}_5 - \text{SiO}_2$, fig 15 à 23). Tous les termes des shales bleutés s'écartent, en général sensiblement, de ces droites sauf dans les diagrammes $\text{TiO}_2 - \text{SiO}_2$; $\text{P}_F - \text{SiO}_2$, et suivent une évolution propre. Le faisceau des shales bleutés traduit donc une logique sédimentaire différente de celle qui a prévalu antérieurement.

b) d'un point de vue minéralogique

Le diagramme triangulaire $\text{Fe} + \text{Mg} / \text{Al} - 2\text{Ca} - \text{Na} / \text{K}$ (fig : 25) indique la présence de kaolinite normative dans les shales bleutés, alors que celle-ci n'est représentée ni dans les grès lithiques, ni dans les pélites des autres ensembles lithologiques.

Ces différences montrent que la série sédimentaire de *Salau* est composite : une première série s'étend de la formation des schistes gris (a) jusqu'au conglomérat du faisceau noir (d2) au minimum. La seconde série regroupe tous les termes (k,l,m) du faisceau des shales bleutés. Le faisceau carbonaté (g,h,i,j) représenté par deux échantillons, se rattache pour autant qu'on puisse en juger à la première série (cf. diagramme triangulaire normatif fig. 25).

3.5. ANALYSE DE L'ENSEMBLE GRESO-PELITIQUE (a,b,c) ET DU FAISCEAU

CONGLOMERATIQUE. Cette série est soumise aux variations linéaires

suivantes :

(1)	$Y_{\text{Al}_2\text{O}_3}$	+ 0,51	X SiO_2	= 49,22
(2)	Y_{TiO_2}	+ 0,025	X SiO_2	= 2,42
(3)	Y_{MgO}	+ 0,07	X SiO_2	= 6,14
(4)	$Y_{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	+ 0,17	X SiO_2	= 16,80
(5)	$Y_{\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$	+ 0,15	X SiO_2	= 14,79
(6)	Y_{MnO}	+ 0,00	X SiO_2	= 0,04
(7)	$Y_{\text{PF}_{1000}}$	+ 0,10	X SiO_2	= 10,30
(8)	$Y_{\text{P}_{205}}$	+ 0,00	X SiO_2	= 0,15
(9)	ΣY	+ 1,025	X SiO_2	= 99,86

La dispersion autour de ces droites est faible sauf pour (4) et (5).

Fig : 15 - Diagramme $\text{TiO}_2\text{-SiO}_2$

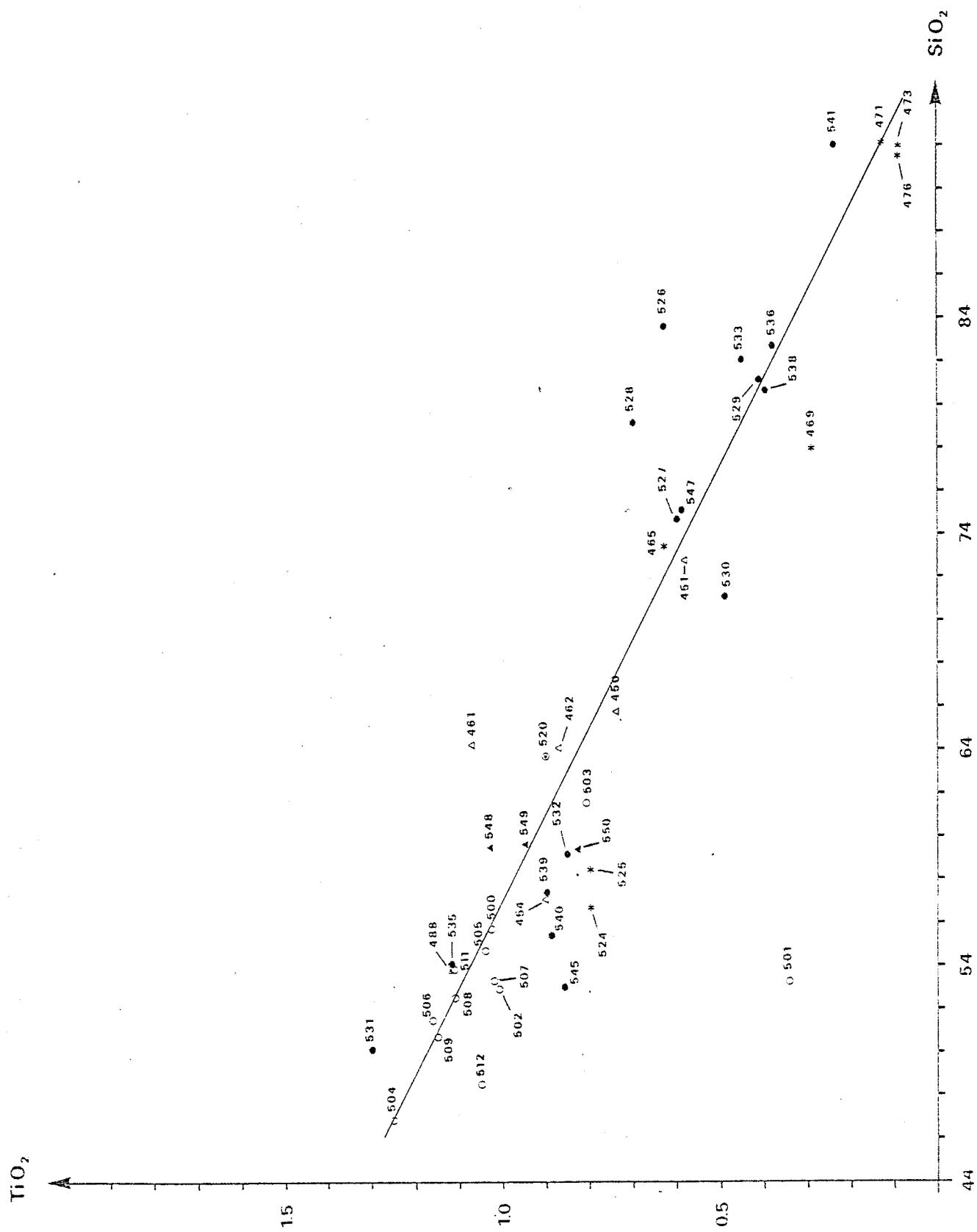


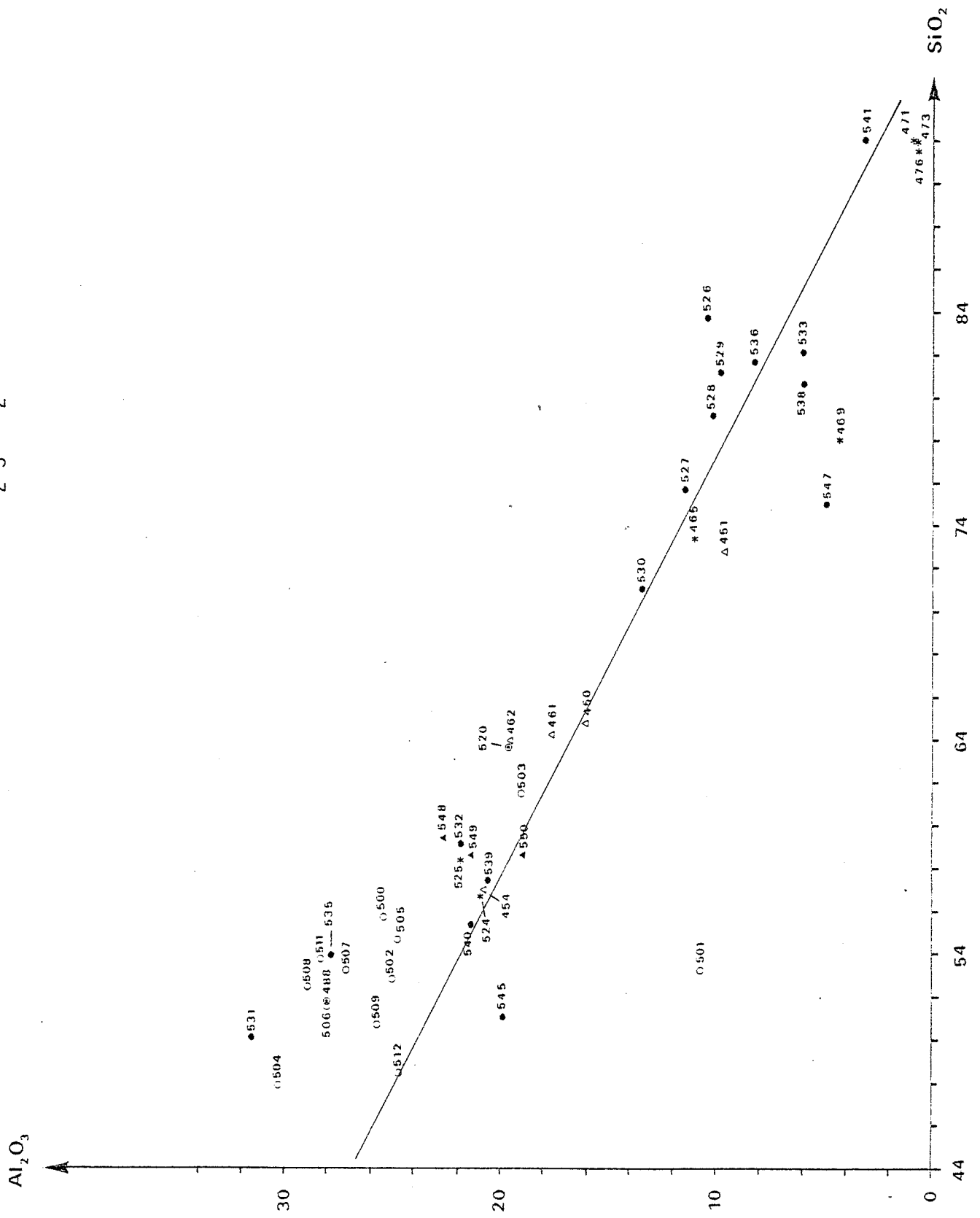
Fig : 16 - Diagramme Al_2O_3 - SiO_2 

Fig : 17 - Diagramme $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$

Fig : 18 - Diagramme MnO-SiO₂

Fig : 19 - Diagramme $\text{CaO}+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$

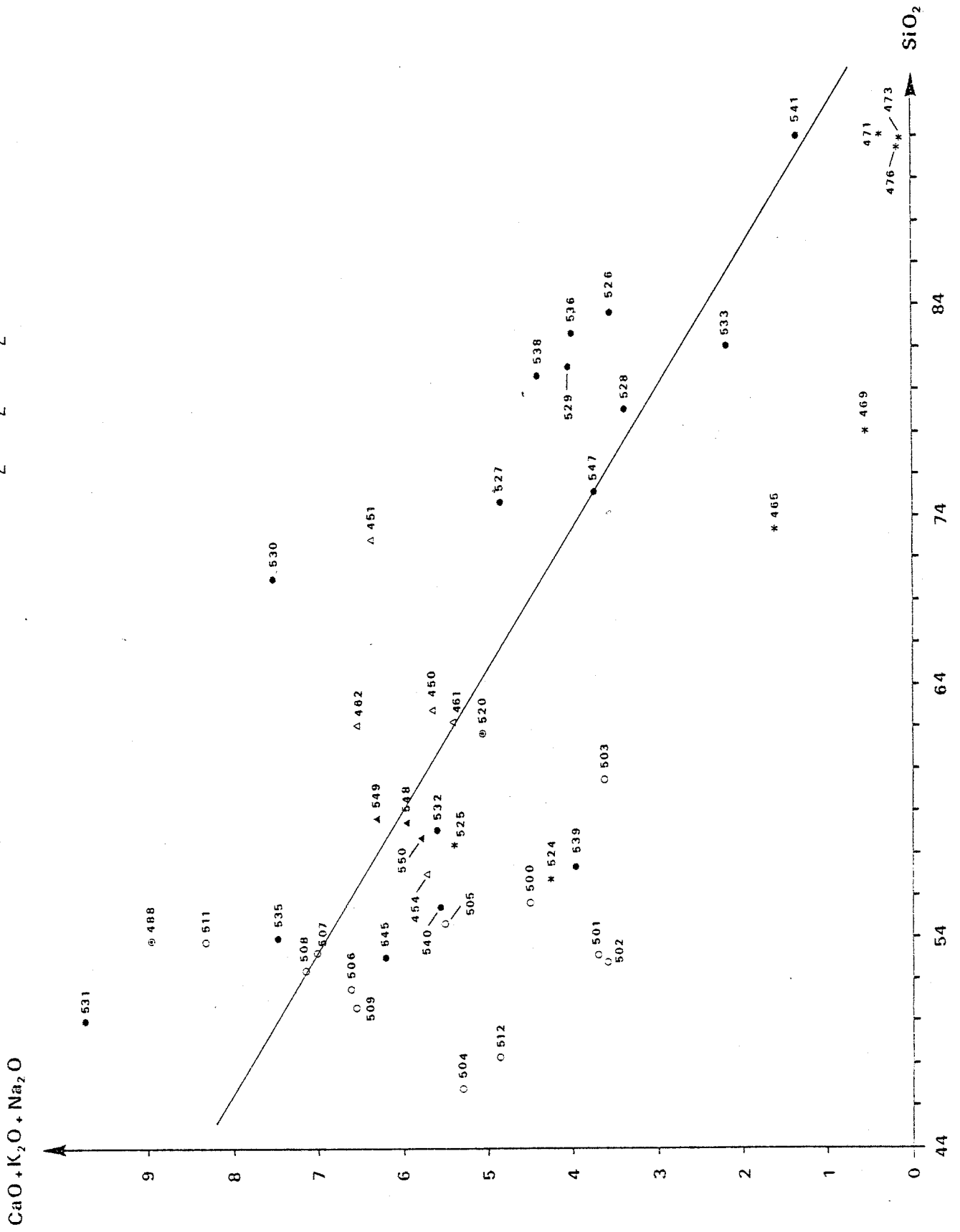


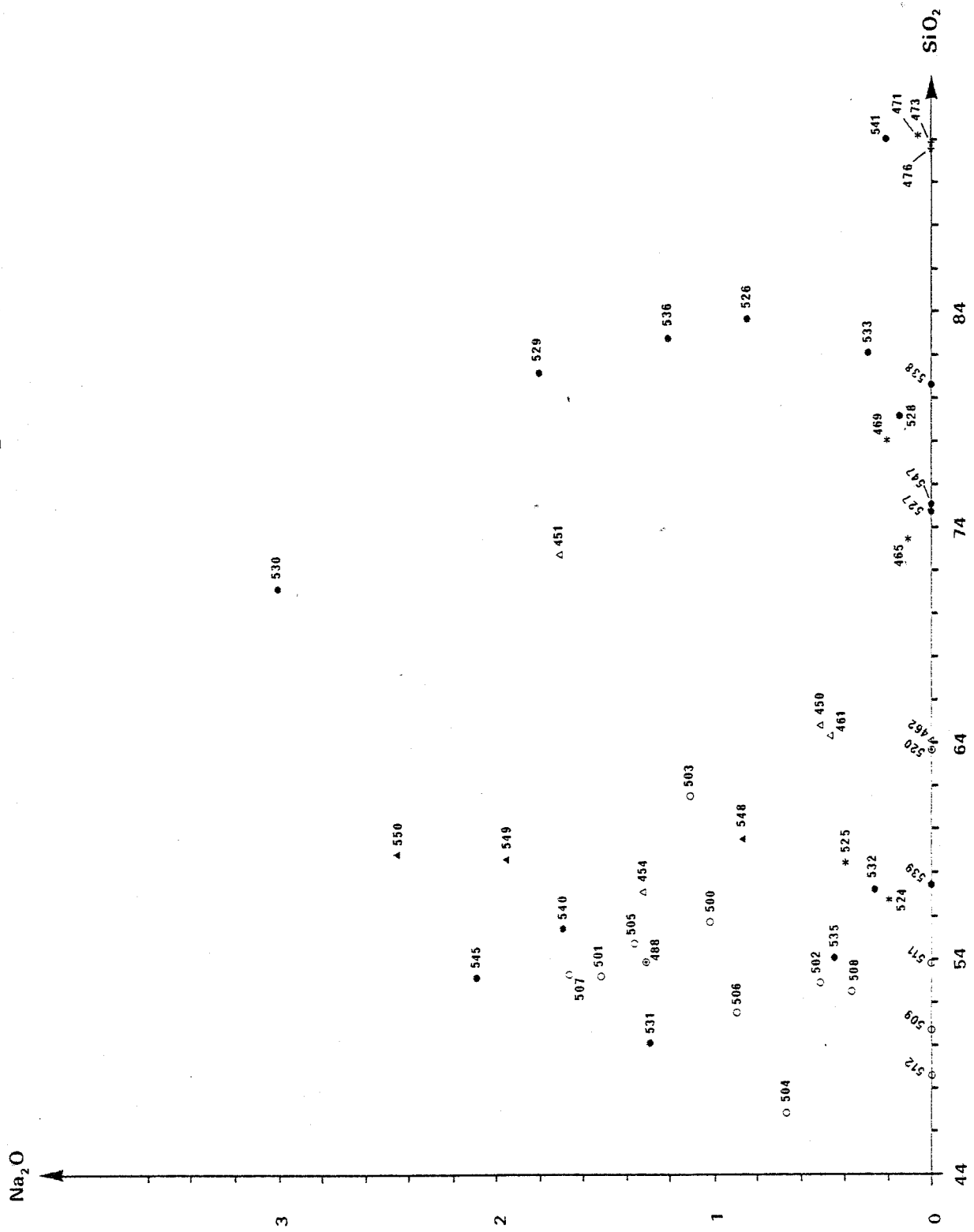
Fig : 21 - Diagramme $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 

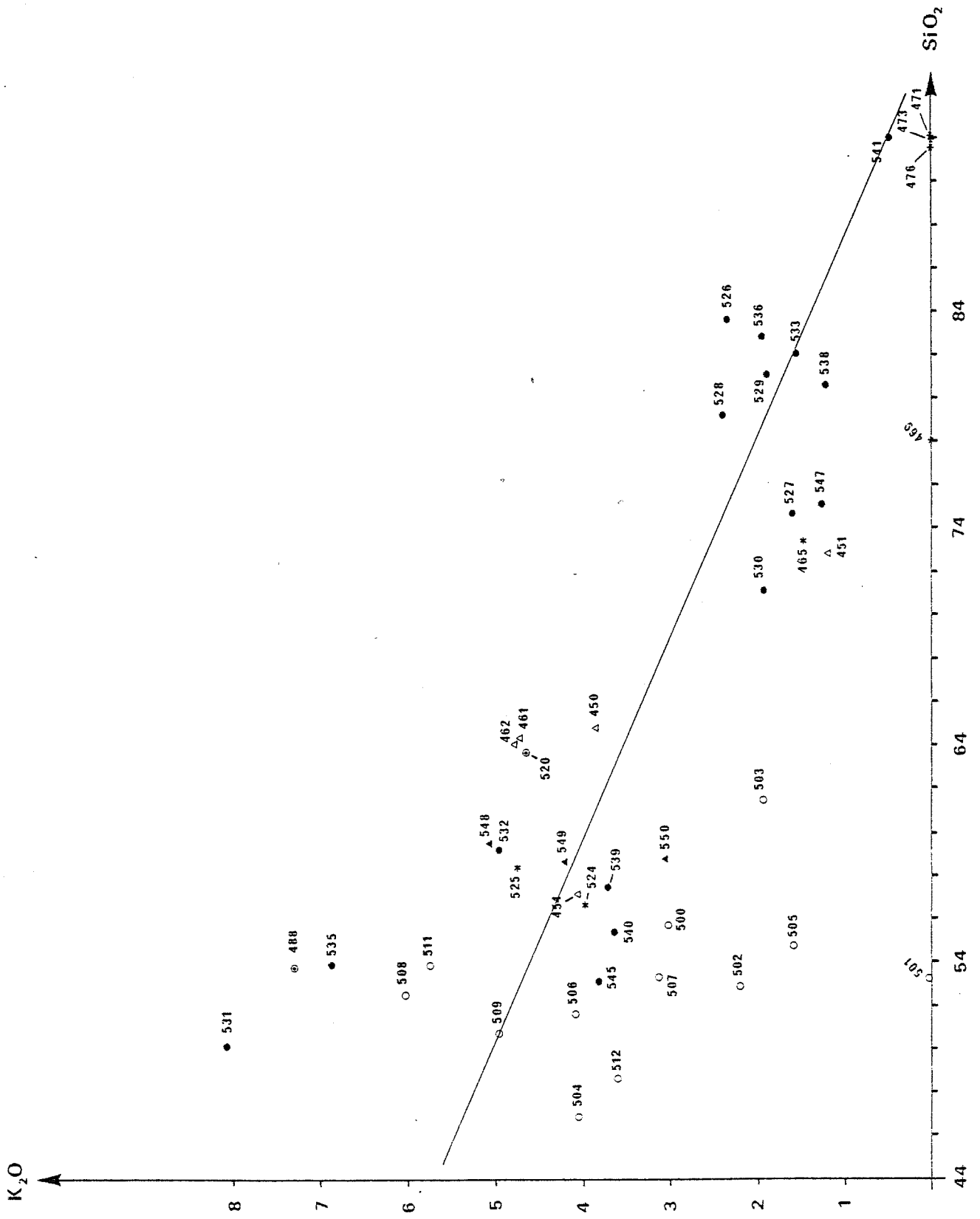
Fig : 22 - Diagramme K_2O-SiO_2 

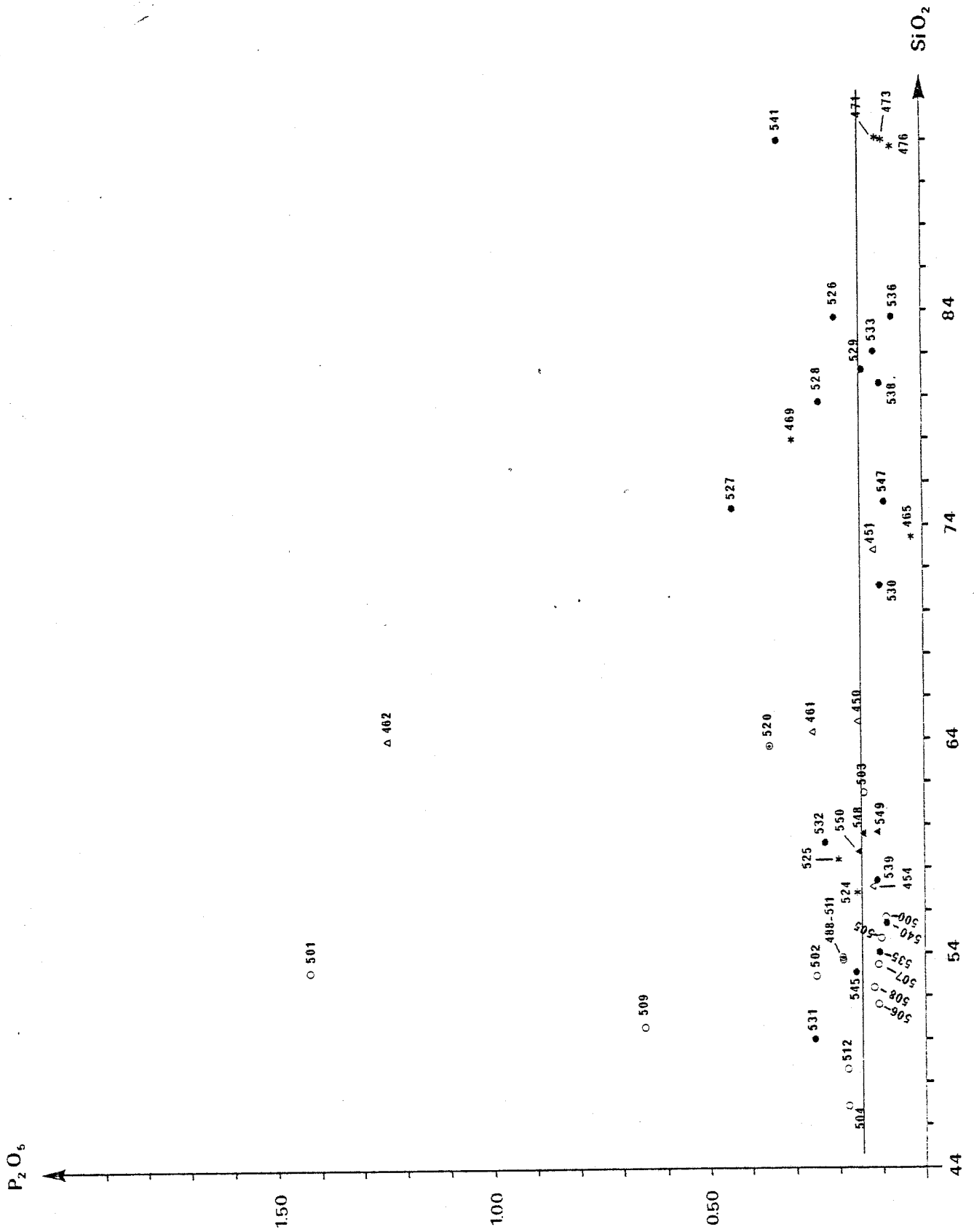
Fig : 23 - Diagramme P_2O_5 - SiO_2 

Fig : 24 - Diagramme PF₁₀₀₀-SiO₂

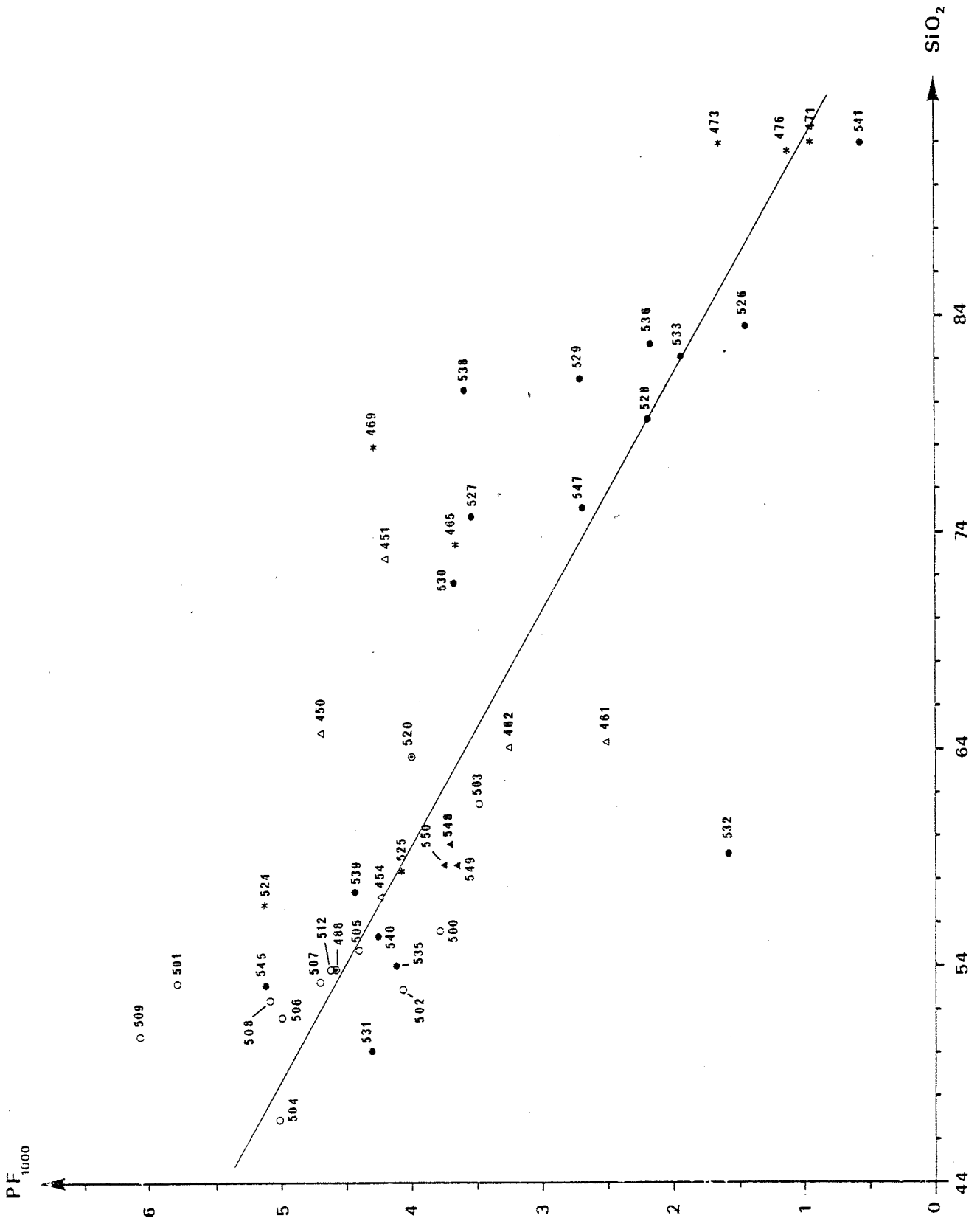
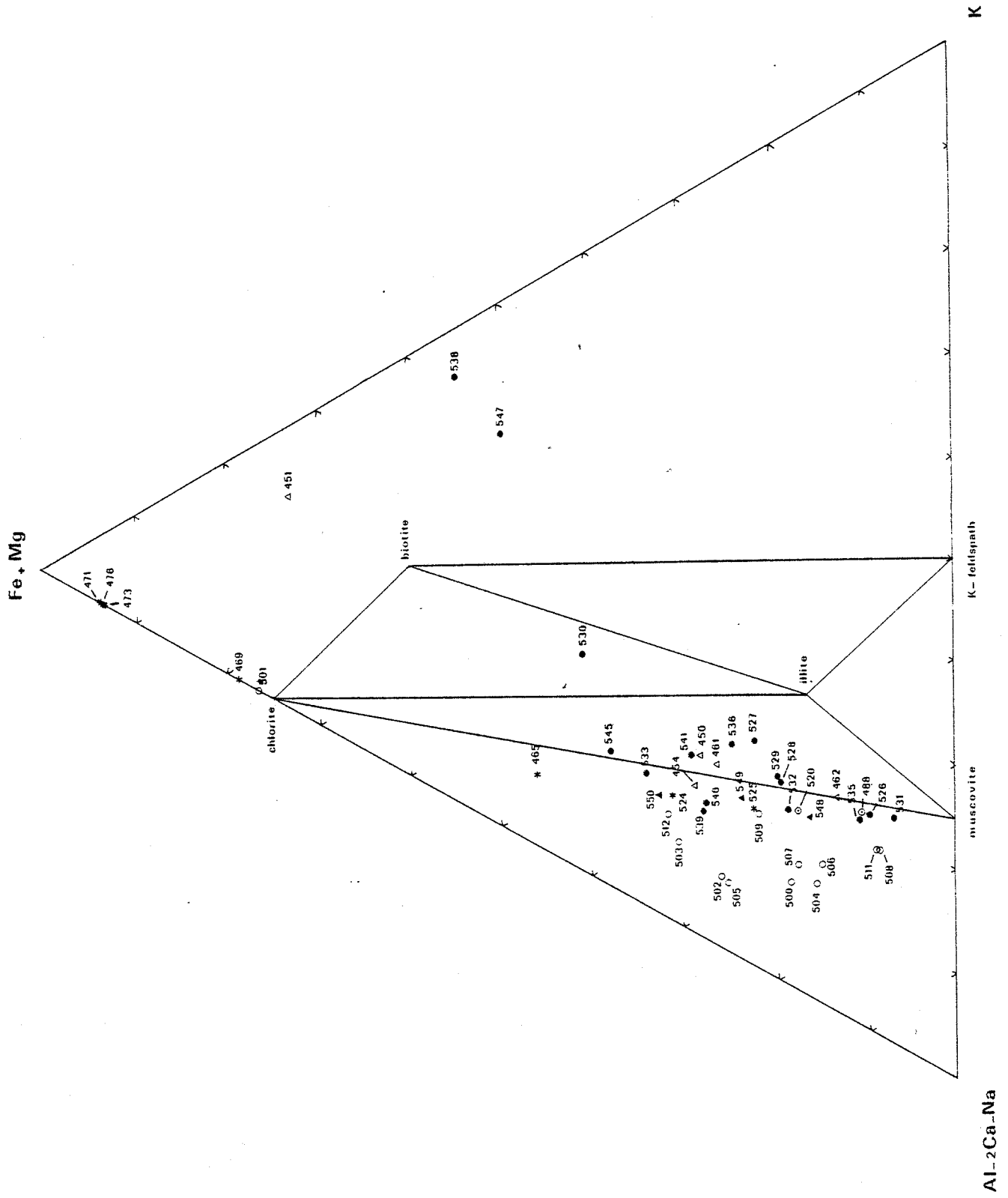


Fig : 25 - Diagramme Fe+Mg/Al-2Ca-Na/K



3.5.1. Interprétation des variations linéaires

Plusieurs faits attirent l'attention :

- les variations linéaires elles-mêmes
- la position des différents ensembles lithologiques par rapport aux droites
- la permanence de ces droites depuis la formation des schistes gris (a) jusqu'au faisceau conglomératique sombre (d2).

Ces faits impliquent respectivement :

= Cette série est un mélange géochimique simple entre un pôle argileux et un pôle détritique gréseux : au sein de ce mélange, la soude et la chaux ont des comportements irréguliers indiquant des apports tardifs éventuels.

= Les shales et les grès lithiques des différents ensembles lithologiques occupent des places différentes sur les droites. Ils sont complètement séparés et éloignés pour le faisceau des quartzites et phyllades verts ce qui exclut une sédimentation de type turbidites; au niveau de la série grésopélitique ils sont plus rapprochés, les shales étant plus riches en silice que ceux de l'ensemble précédent; le faisceau conglomératique n'est quasiment représenté que par des grès lithiques ce qui souligne l'importance des apports détritiques à cette époque.

3.5.2. Analyse des échantillons non altérés ne suivant pas les variations linéaires

Le groupe des shales hyperalumineux 488-531-535 s'éloigne régulièrement des droites de mélange (voir $Al_2O_3-SiO_2$, $Fe_2O_3-SiO_2$, $Na_2O + K_2O + CaO-SiO_2$, $MgO-SiO_2$). Outre leur caractère hyperalumineux et hyperpotassique, ils sont remarquablement pauvres en MgO et en Fe_2O_3 : sur le diagramme $Fe + Mg / Al - 2Ca - Na / K$ (fig.25), ils paraissent constitués de muscovite et d'un peu de chlorite normatives : ils sont associés soit aux faciès grossiers ou microconglomératiques du faisceau des quartzites et phyllades verts, soit aux dolomies du faisceau carbonaté de "Salaud"...

Enfin quelques échantillons isolés se singularisent par leur richesse relative en TiO_2 (461-526-528), en MgO (450-533), en soude (451-530) et leur pauvreté en fer (462) peut être dues à des erreurs de mesures ?

On note que l'ensemble des quartzites et phyllades verts se caractérise par un rapport Mg/Fe égal à 0,51 (fig.26) et par un rapport Na/Ca égal à 7,73 environ pour les quartzites et phyllades verts et de 1,19 pour les shales bleutés, (fig.27).

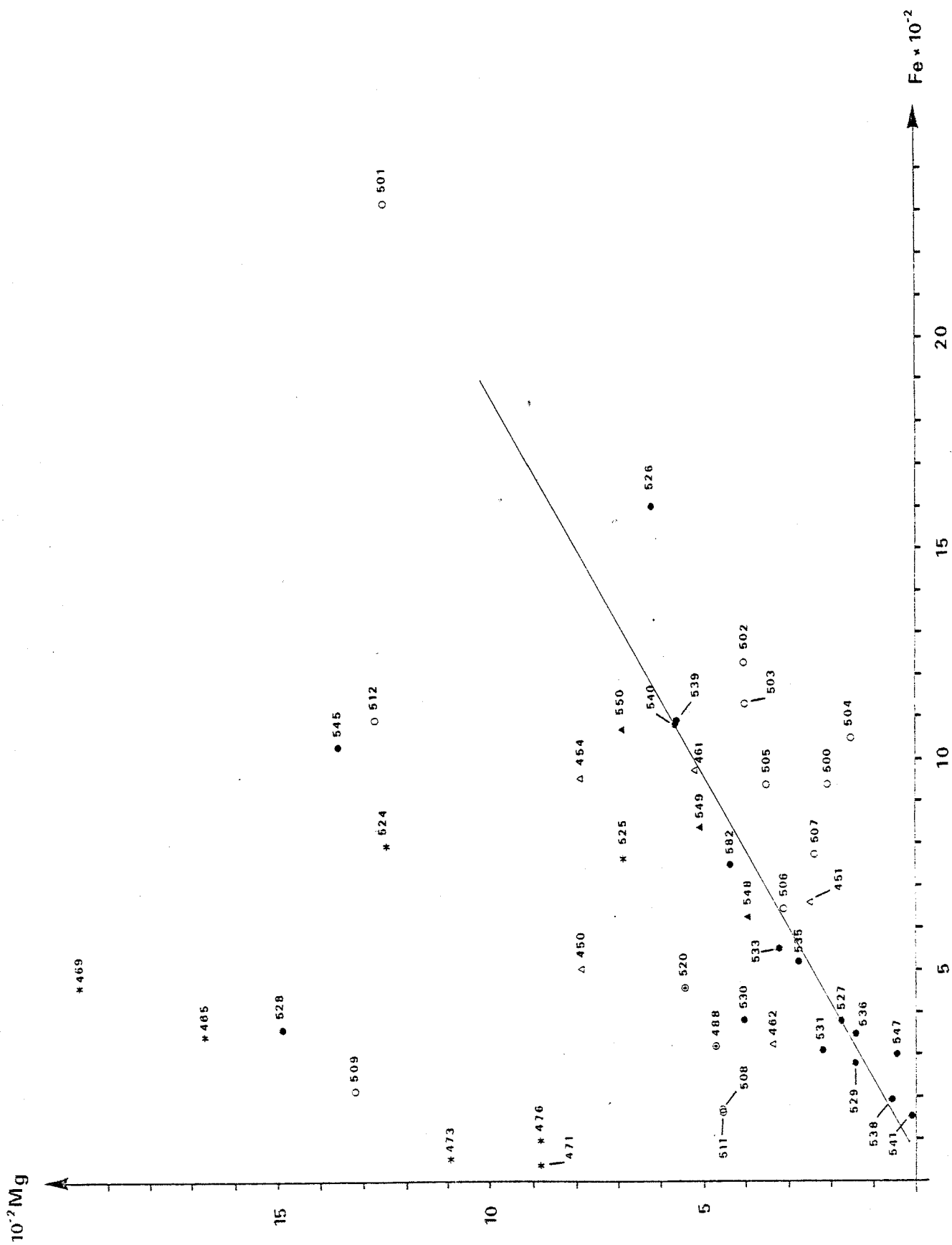
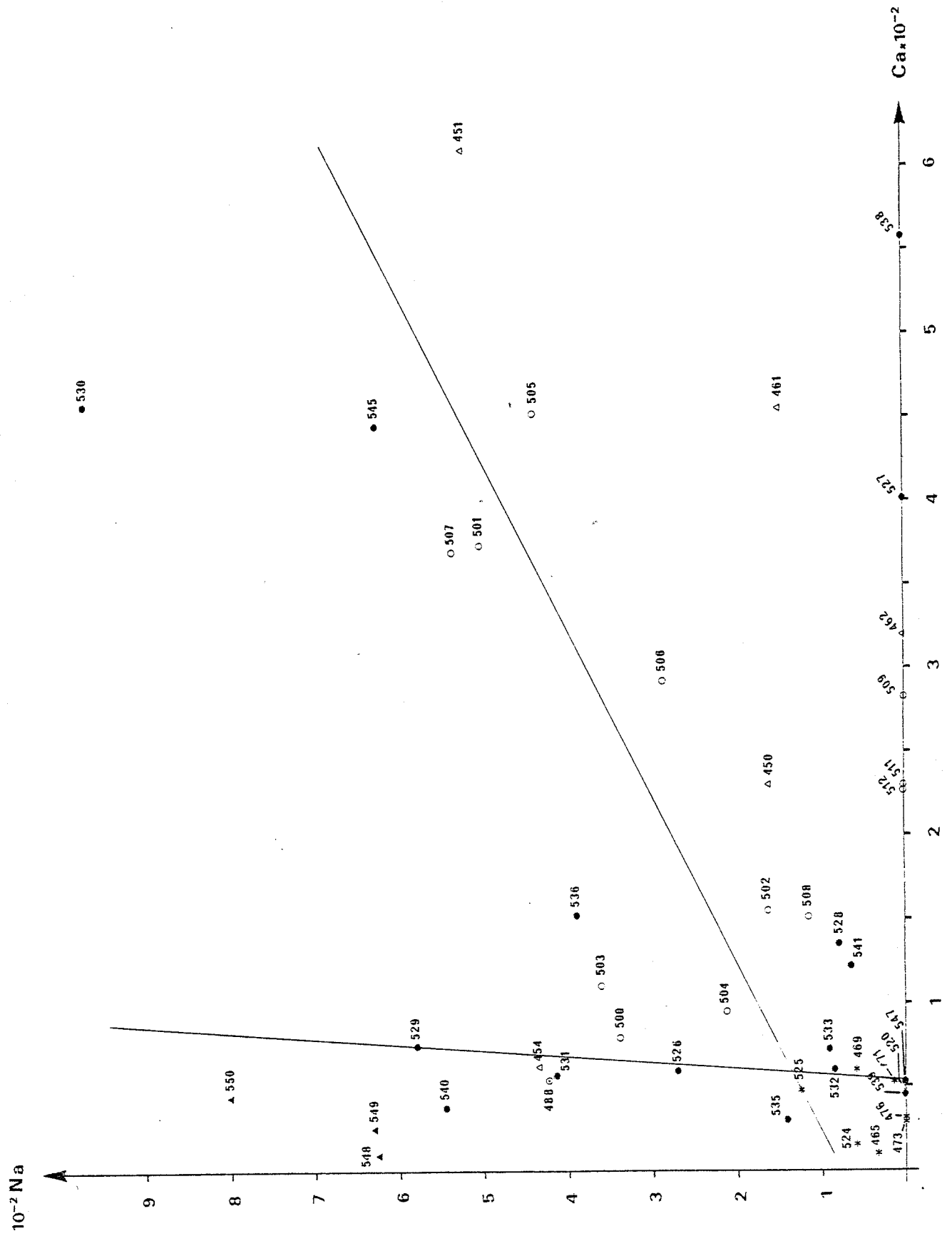
Fig : 26 -. Diagramme $10^{-2}\text{Mg}/\text{Fe} \times 10^{-2}$ 

Fig : 27 - Diagramme $10^{-2}\text{Na}/\text{Ca} \times 10^{-2}$ 

En conclusion, la série sédimentaire de *Salau* débute par un puissant ensemble de shales et de grès lithiques alimenté temporairement par des matériaux de plus en plus grossiers constitués de sédiments faiblement métamorphiques (schistes et quartzites). Avec le faisceau carbonaté de "*Salau*" la sédimentation devient brusquement carbonatée et riche en matière organique. Au niveau des shales bleutés elle fait place à une sédimentation remarquablement riche en alumine, en fer et en manganèse et pauvre en potasse : une source terrigène latéritique pourrait être à l'origine de tels sédiments.

4. COMPARAISON DE LA SÉRIE LITHOSTRATIGRAPHIQUE AVEC LES TRAVAUX PRÉEXISTANTS

La présente étude détaille des ensembles lithologiques déjà reconnus par des travaux préexistants ne montrant aucune divergence notable (si ce n'est l'âge) : on notera cependant que GUERANGE et LOZES (1981), se fondant sur une cartographie régionale mentionnent un contact anormal "précoce" entre la série carbonatée de "*Salau*" et le faisceau des schistes bleutés; nous n'avons pas trouvé entre le torrent du *Cougnets* et le *Col de Crusous* de discordance observable.

Le tableau I indique comment s'insère cette nouvelle description par rapports aux données préexistantes.

5. ÉTABLISSEMENT DE LA COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE EN MINE

5.1. Possibilité de retrouver une colonne lithostratigraphique cohérente en mine ex DV 1486

Les faciès sédimentaires observés en bordure de l'apex de granodiorite sont affectés par le métamorphisme de contact, ont souvent été transformés par la percolation de fluides hydrothermaux et sont déformés par une intense tectonique cassante.

Néanmoins, d'une part les études pétrologiques (FONTEILLES, DERRE, SOLER) montrent qu'on peut presque toujours remonter, à partir des matériaux altérés, aux roches initiales et d'autre part l'étude de la fracturation permet de resituer spatialement les différents ensembles lithologiques. Ces points étant acquis, il est toujours possible de reconstituer la lithostratigraphie à l'échelle d'un quartier et souvent à l'échelle d'une galerie.

5.1.1. Exemple du DV 1486

Le niveau DV 1486 situé au SE du gisement dans la partie supérieure du quartier Véronique fournit une des plus longues sections transversales disponibles dans un secteur très minéralisé et fracturé.

Abstraction faite des petits corps et lames de granitoïdes intrusifs dans la série sédimentaire et des sulfures filoniens on recoupe du Sud au Nord les terrains verticalisés suivants (cf.fig. 28) :

- des cornéennes schisteuses (cornéennes schistofeldspathiques)
- des skarns massifs à hédénbergite partiellement envahis par de la pyrrhotite
- des marbres rubanés graphiteux
- de la pyrrhotite massive
- des skarnoïdes partiellement envahis par de la pyrrhotite
- de la pyrrhotite

Or les cornéennes schisteuses dérivent de la transformation de métashales, les skarns à hédénbergite de marbres graphiteux purs et les skarnoïdes de marbres impurs à niveaux alumineux c'est-à-dire des barégiennes (g) : quant à la pyrrhotite massive, elle remplace principalement les skarns dont on retrouve toujours, même dans les zones les plus massives, des résidus non altérés.

On obtient du Sud au Nord la succession :

métashales - marbres graphiteux - barégiennes correspondant au sommet de la série grésopélitique rubanée (c) aux marbres noirs (e) et aux barégiennes (g).

Une faille importante, bien que discrètement exprimée, sépare les marbres graphiteux des barégiennes = l'étude des éléments structuraux dans chaque compartiment indique que même si cette faille a un rejet important, elle n'a pas modifié dans ce cas la succession observée.

5.1.2. Lithostratigraphie des terrains encaissant l'apex en bordure Sud

L'exploitation suivant le minerai, les galeries sont faiblement sécantes sur la lithologie : de ce fait les travaux recoupent une petite partie de la série sédimentaire formée par la série grésopélitique rubanée (c), les marbres rubanés graphiteux du faisceau noir (e), les barégiennes (g) et la base des marbres rubanés du faisceau carbonaté de *Salau* (h) à l'Ouest de Véronique ou dans la partie supérieure du gisement (zone V, 1620).

Plusieurs points attirent l'attention :

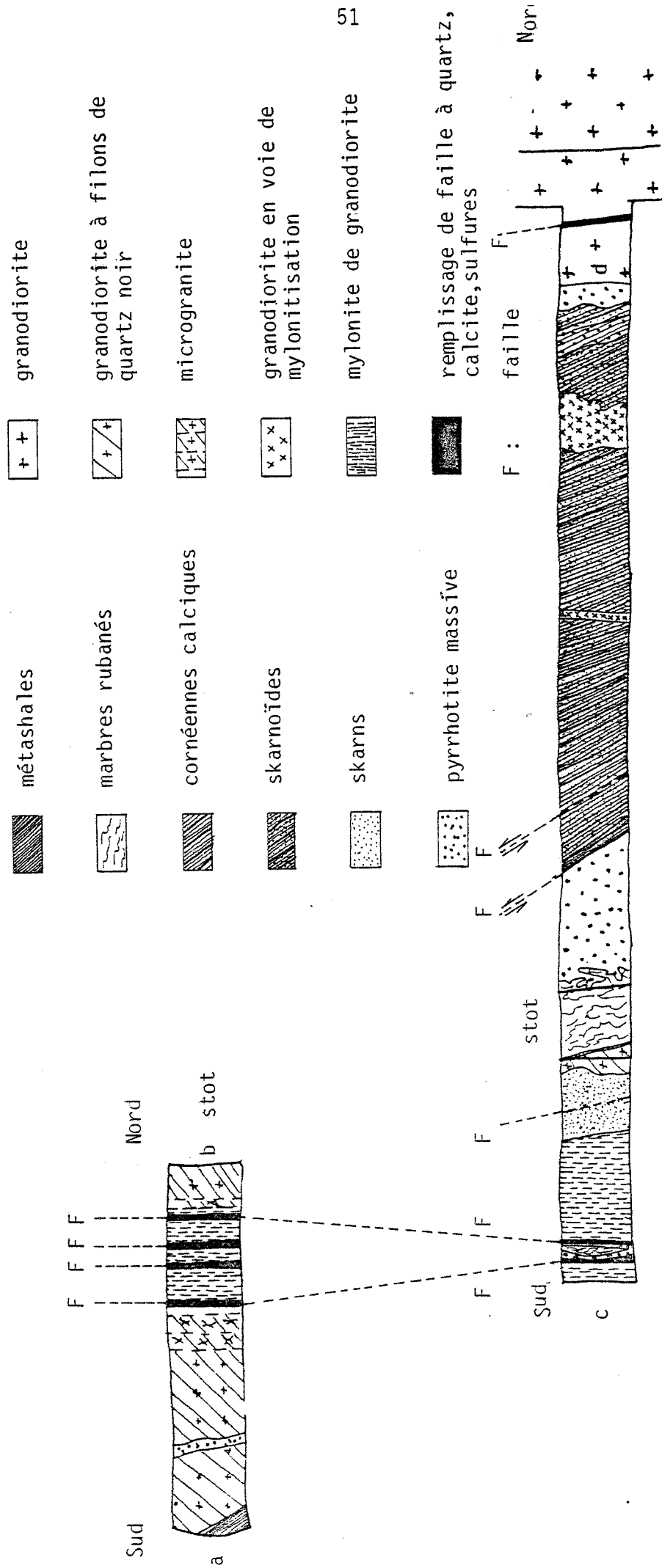
- la majorité des skarns minéralisés du quartier "Véronique" sont développés aux dépens des marbres rubanés du faisceau noir situés sous les barégiennes et non pas aux dépens des marbres rubanés de *Salau* (h) situés au-dessus de celles-ci
- le faisceau conglomératique (d) et les shales noirs pyriteux (f) qui sont des niveaux lenticulaires n'apparaissent pas au niveau de la mine.

- les passées isolées et fines de "skarnoïdes" ou de cornéennes calci-ques traversées en sondage au sein des marbres massifs (à l'Ouest de Véronique) pourraient correspondre à des passées de shales ou de cherts (voir niveaux h et j) interstratifiés dans ces marbres.

- les marbres situés au Sud des métashales de la série grésopélitique rubanée (c), à l'extrémité de la galerie de recherche L 434 indiquent une répétition tectonique du faisceau noir : en réalité les terrains les plus anciens ont été rencontrés en sondage (DB 3 par exemple) au niveau 1230 et correspondent à des termes médians de la série grésopélitique rubanée (c).

Fig : 28 - Coupe A.B.C.D. du DV 1486 au droit du montage

Ech. 1/200°



Pour la localisation des points a,b,c,d, se reporter au plan lithologique du DV 1486 donné en annexe 2.

TABLEAU I

	1	2	3
Age des formations	J. JANDVLIET 1960	J.DERAMOND 1970	Feuille du Pic de Maubermé 1972
<u>Ludlowien inférieur</u> (auteurs 1.3.4)			
<u>Wenlockien</u> (auteurs 1.3)	- schistes ampéliteux	- schistes carbures et calcaire noir	S : shales noirs pyriteux
<u>Llandoveryien</u> (auteurs 1.3.4)			
	"CAMBRO-ORDOVICIEN SOMMITAL"		Sd : -schistes noirs -ardoises -calcschistes -calcaires -calcaires rubanés
	- shales bleu noir	- schistes sombres	
<u>Ashgill</u> (auteur 3)	- conglomérat	- schistes bleu-clair	Sc : -conglomérats -grès et schistes rubanés
	"CALCAIRE DE BENTAILLOU" (ou schistes gréseux carbonatés)	"CALCAIRE DE BENTAILLOU"	
	- marbres rubanés	- dolomies massives	Sb : -calcaire de Bentaillou
	- "barégiennes"	- calcaires rubanés à lits gréseux	-calcschistes graphiteux et calcaire blanc
<u>Caradoc ?</u> (auteur 4)			"F. SOUS JACENTE AU CALCAIRE DE BENTAILLOU"
	-schistes gréseux noirs		Sa : -schistes et quartzites noirs graphiteux -grès et microconglomérat -conglomérat
	conglomérat		
<u>Llandeilo</u> (auteur 1)	"SERIE de PILAS- ESTAT"	"FORMATION SCHISTO-GRESEUSE"	
	-alternances grésopélitiques	- alternances grésopélitiques	Sa : -alternances schistogréseuses rubanées
	-bancs de grès ou quartzites et de schistes gris vert. microconglomérat passées carbonatées		Sa : -phyllades gris-vert à noires
	-schistes argentés		

TABLEAU I

4

5

6

A. DOMMANGET 1977

C. DERRE 1978

B. GUERANGE-J. LOZES
1981

JL. KAE LIN

- schistes ampéliteux	shales noirs		non étudié
			"F. DES SCHISTES BLEUTES"
	-calcaires de Carboire		- m schistes bleutés sup.
- série schisto-gré- seuse bleue	-shales noirs gréseux à lits carbonatés	-schistes bleutés et calcaires noirs	- l calcschistes noirs et encrinites
	-shales bleutés massifs		- k schistes bleutés gréseux
	-shales bleutés gréseux		
		Contact anormal	
"CALCAIRES ET DOLOMIES DE PICCARECH-SALAU"	"SERIE CARBONATEE" - calcaires rubanés		"F. CARBONATE DE SALAU"
- calcaires massifs gris - bleu	- calcaires shaleux noirs	- calcaires blancs et gris	-j dolomies litées -i dolomies schisteuses -h dolomies rognoneuses
- barégiennes	- alternances sch.carb. alternances gr.carb.	- alternances sili- co carbonatées	-g "barégiennes"
			"FAISCEAU NOIR"
- grauwacke à orthis			-f shales noirs pyriteux
- série sch.gr.claire	-calcaires noirs		-e dolomies carburées
- silt noir	-microconglomérat		-d2 conglomérat sombre
- alternances de Gêrac	"SERIE SHALO-GRESEUSE"		
			-d1 conglomérat clair
- conglomérat de Gêrac et de Marterat	- conglomérat - shales noirs à pyrite (idem f ?)		
"GRES DU CERDA"			ENS.GRESO-PELITIQUE
- alternances schisto- gréseuses	- alternances grès-shales	quartzophyllades	-c série grésopélitique rubanée
			-b quartzites et phylla- des verts - microcon- glomérats et lentilles dolomitiques
			-a schistes gris

ANALYSE STRUCTURALE

1. INTRODUCTION

Ce chapitre porte sur l'étude des déformations souples qui affectent la série métasédimentaire, ainsi que l'intrusion de granodiorite de la *Fourque* pour les plus tardives d'entre elles : elle repose sur une cartographie originale au 1/10 000 et sur l'analyse des structures à l'aide des méthodes microtectoniques. Au minimum, six phases de plissements définies par des éléments structuraux et leurs associations, ont été reconnues; nous avons désigné chacune d'entre elle par une couleur plutôt que par un nombre, la chronologie des phases les plus récentes n'étant pas définitivement établie.

Comme les phases successives de plissement sont quasiment coaxiales, il en résulte une structure globale du terrain considéré, approximativement cylindrique d'axe Est-Ouest faiblement penté : les pentes, qui s'étendent depuis le torrent du *Cougnets* jusqu'au Pics de l'*Arrech* et du *Cap de Ruhos* fournissent une section identique à celle de la mine, mais non envahie par la granodiorite et entièrement située en dehors de l'auréole de métamorphisme de contact. Donc, tectonique cassante mise à part et à condition que l'intrusion de granodiorite n'ait pas trop perturbé son encaissant d'un point de vue tectonique. Les vallons de *Taychuc*, *Saubé* et *Fontaret* donnent une image de la structure des zones minéralisées du *Bois d'Anglade* dont il convient de vérifier la fidélité.

Dans ce travail il sera fait usage de la projection méridienne de l'hémisphère supérieur sur canevas de Wulff, (cf. fig : 29).

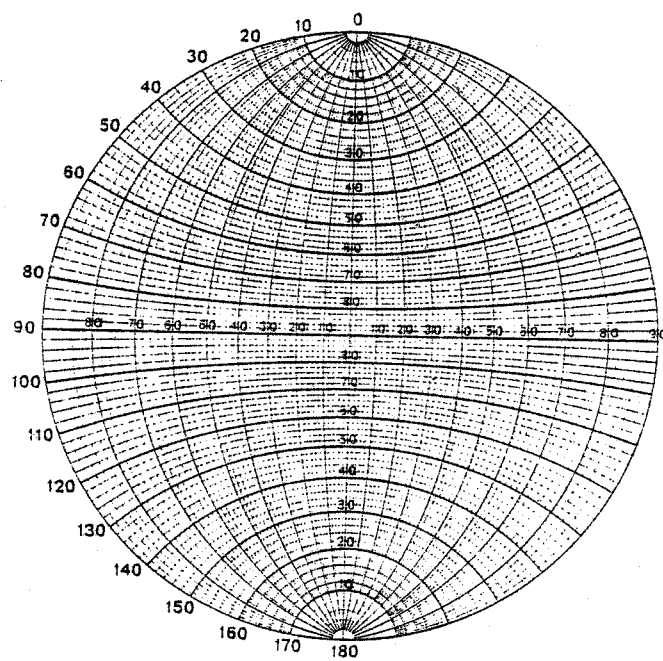




Fig : 29 - Diagramme de Wulff à l'échelle utilisée

Les mesures de plans et de droites sont données par deux nombres précédés chacun par l'initiale d'un point cardinal :







-Le premier correspond à l'angle d'azimuth compté positivement dans le sens horaire à partir du Nord magnétique.


-Le second correspond à l'angle de plongement mesuré positivement dans le sens de plus grande pente à partir de l'horizontale.

exemples : le plan (N 90 S 42) équivaut au plan  N 90
42


la droite [N 135 SE 20] équivaut à la droite  N 135
20

Les éléments structuraux dont il sera fait état sur les diagrammes accompagnant le texte seront représentés par les symboles suivants :

phase	plans axiaux	linéations et axes mesurés sur les plans de stratification
stratification	○	
rouge	●	
verte	△	
bleu	■	
marron	◇	
jaune	✱	
orange	◻	

 droite de glissement dont la nature sera précisée dans le texte

Les axes entre parenthèses correspondent aux axes construits d'après les lois des surfaces cylindriques.

Les axes ayant deux queues (exemple ) ont été prélevés sur une surface de schistosité plissée dont la nature est indiquée par le grand cercle auquel ils sont perpendiculaires.

2. RECHERCHE ET CARACTÉRISATION DES DÉFORMATIONS SOUPLES EN DEHORS DE LA ZONE D'INFLUENCE DE L'INTRUSION DE GRANODIORITE

2.1. ETUDE MACROSCOPIQUE DES PETITES STRUCTURES

2.1.1. Les phases ultra-tardives

Trois phases de plissement déforment tous les éléments structuraux observables tout en conservant des caractéristiques géométriques identiques sur le terrain étudié :

2.1.1.1. *la phase orange*

Elle s'exprime très discrètement à l'affleurement sous forme d'ondulations métriques de la stratification et des plans de schistosité des phases antérieures. Ces ondulations sont ouvertes (120° en moyenne) et aschisteuses : les plans axiaux, disposés en éventail, sont toujours faiblement pentés. (cf. diagramme 1).

2.1.1.2. *la phase marron*

Cette phase induit des plis cylindriques ouverts (110°) en chevrons à charnières arrondies associés à un débit de fractures frustes en éventail, mal réglées et parfois serrées : ces chevrons ont en général une longueur d'onde métrique et une amplitude décimétrique. Les plans axiaux, transverses sur toutes les structures, sont groupés autour de la valeur (N 30 E 70). (cf. diagramme 2).

2.1.1.3. *la phase jaune*

Les plis de cette phase ont le même style que ceux de la phase marron, mais les plans axiaux sont groupés autour de la valeur (N 20 NW 80). (cf. diagramme 3). (Les fractures de phases jaune et marron ne se déduisent pas l'une de l'autre par des plis de phase orange car elles peuvent exister sur un même affleurement en l'absence de toute charnière).

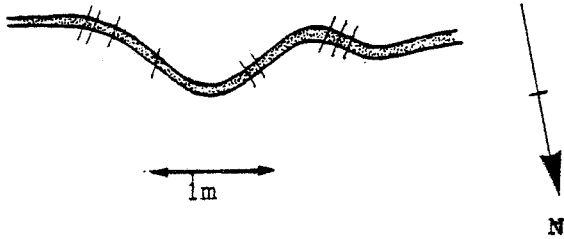
2.1.2. Les phases tardives

Deux phases de plissements dont les éléments structuraux sont assez dispersés dans le détail déforment une schistosité pénétrative : ce sont les phases bleue et verte.

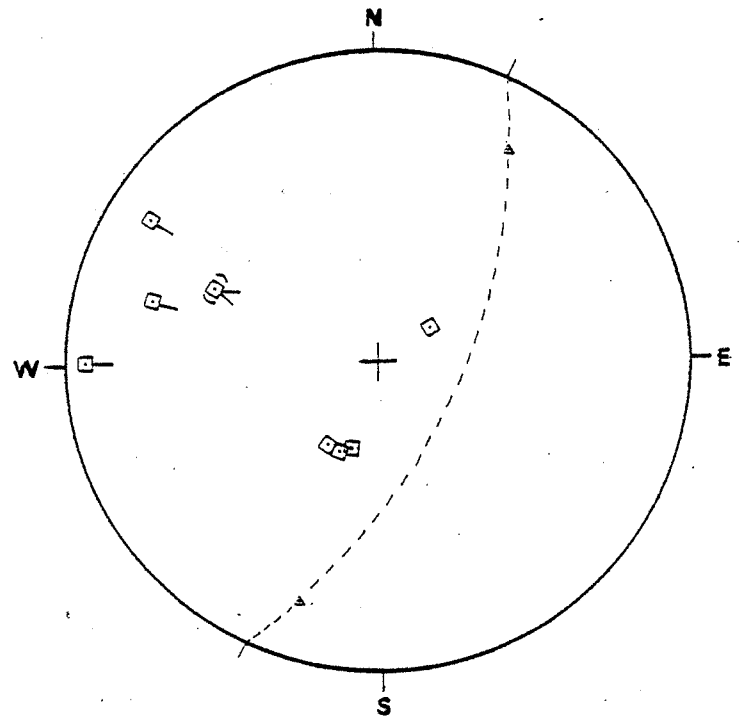
2.1.2.1. *la phase bleue*

Elle induit le long de couloirs des plis assez ouvertes (50 à 100°) à charnière ronde et à flancs souvent faillés : ils sont associés à un débit de fractures frustes de plan axial, limité à la zone de charnière : ces fractures débitent localement la roche en meneaux. Les amplitudes et les longueurs d'onde varient du décimètre au décamètre. Les plans axiaux, disposés en éventail, sont subverticaux avec des directions comprises entre N 90 et N 150.

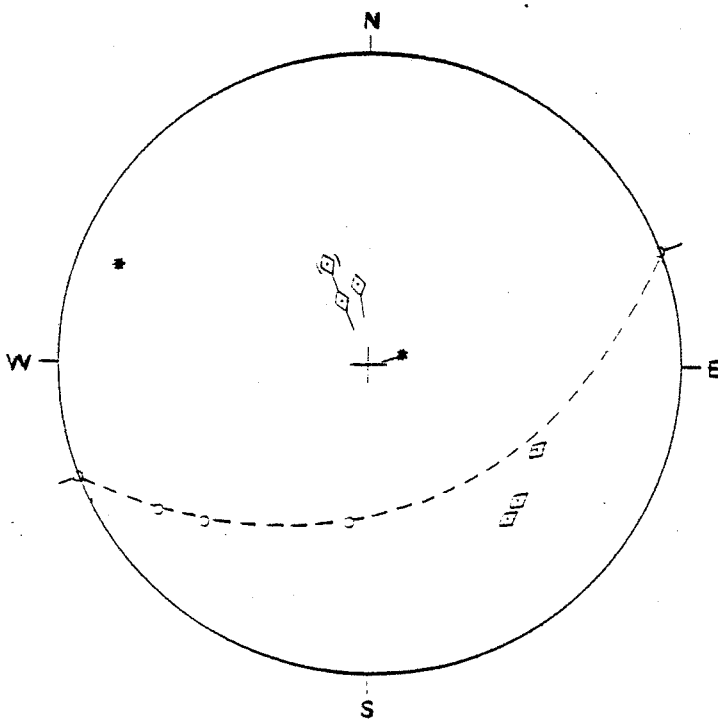
Cette phase ainsi que la suivante (phase verte décrite au prochain paragraphe) ont des plans axiaux quasi parallèles et sont donc très délicates à séparer.



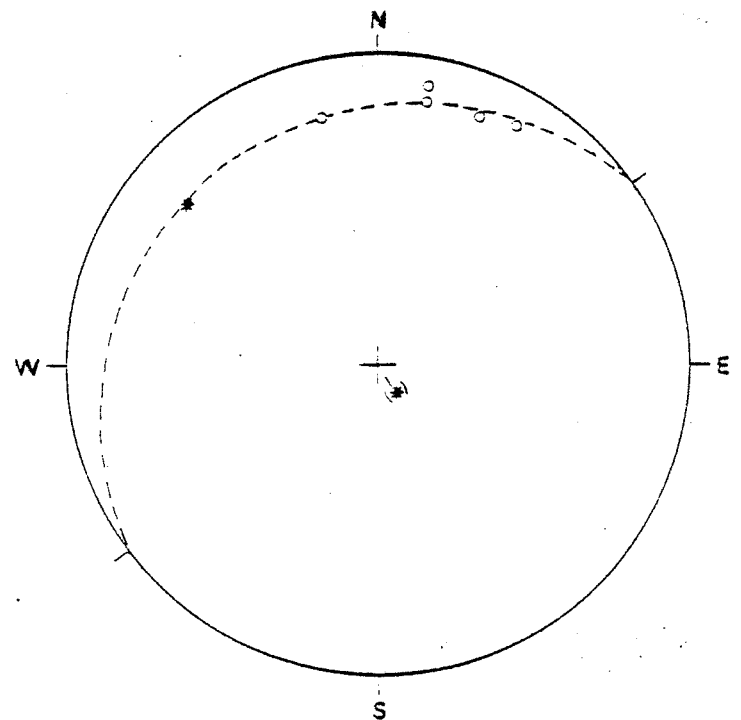
Pli de phase marron - Fontaret
(fig : 30)



1- s1.pli de phase orange basculant
la schistosité de phase verte

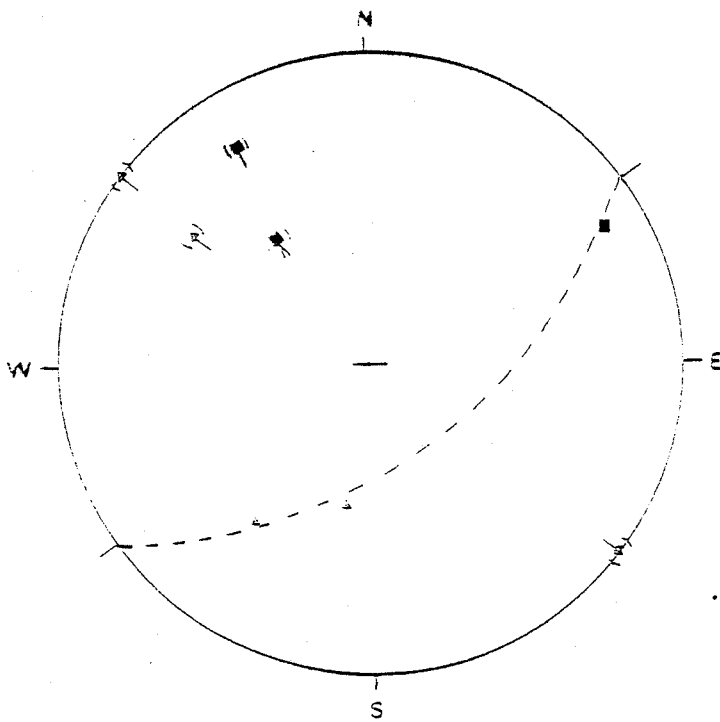
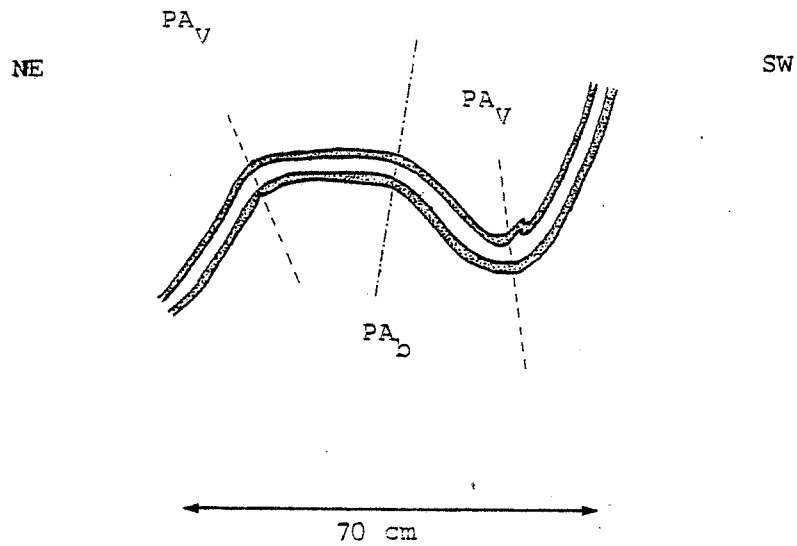


2- s1.pli de phase marron
(cf.fig. 30)

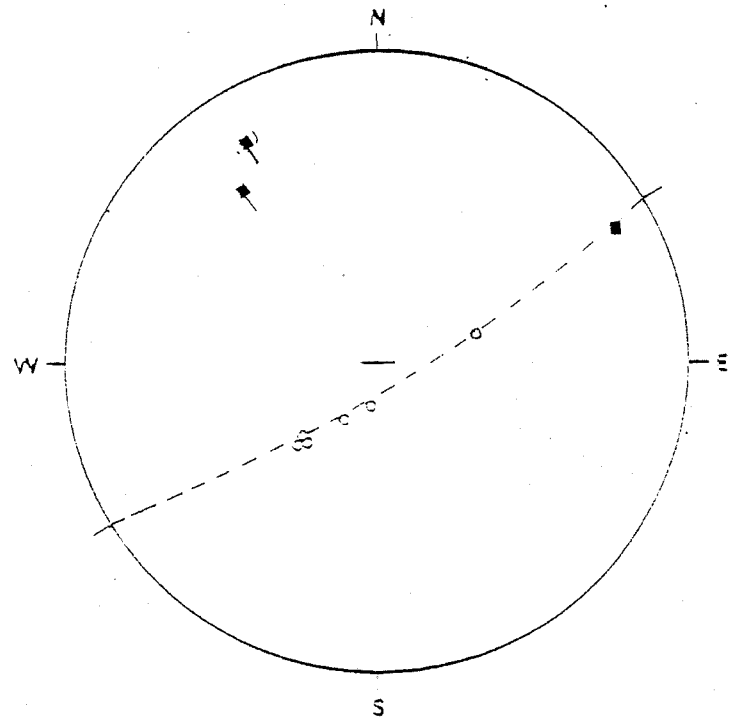


3- s3.pli de phase jaune

Superposition phase bleue X phase verte
piste du vallon d'Anglade (fig.31)



4-s4. antiforme de phase bleue déformant
la schistosité de phase verte
(cf.fig.31)



5-s4. le même pli de phase bleue déformant
la stratification (cf.fig.31)

Comme elle ne donne pas de pli en face de la mine, nous présentons les diagrammes 4 et 5 prélevés dans l'auréole de métamorphisme de contact au-dessus des bâtiments de la mine (secteur IV) où affleurent les superpositions de phases verte et bleue les plus convaincantes : le diagramme 5 montre la dispersion des poles de stratification par un pli de phase bleue et le diagramme 4 permet de s'assurer que les phases vertes et bleues ont été reconnues et séparées.

2.1.2.2. *la phase verte*

Cette phase responsable de la verticalisation de la série sédimentaire développe de nombreux plis ubiquistes généralement ouverts (70° à 90°) à charnière ronde et à flancs droits. Une schistosité régulière de plan axial, apparaît le long des charnières de plis majeurs et détermine ainsi des couloirs de schistosité où la roche est éventuellement débitée en meneaux : elle transpose rarement la stratification et peut subir des réfractions au passage des bancs compétents. Les linéations portées par les surfaces de stratification sont exprimées soit sous forme de larges canelures sur les flancs de plis, soit sous forme de lignes d'intersections espacées et régulières.

Toutes les longueurs d'onde et les amplitudes sont représentées simultanément du centimètre à l'hectomètre.

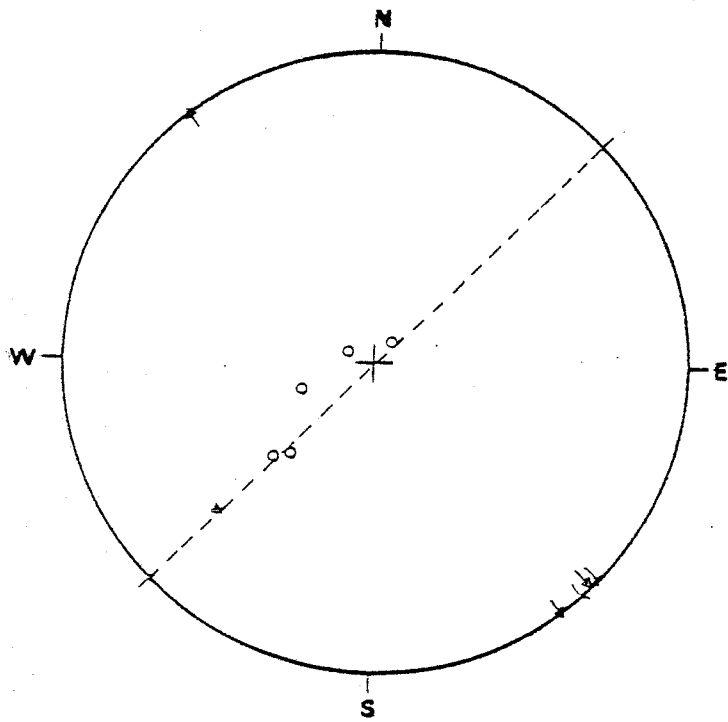
Les plans axiaux sont très dispersés par les plissements postérieurs : on observe deux groupements principaux : (N 120 S 60) et (N 120 N 70). (cf. diagramme 6).

2.1.3. La phase précoce rouge

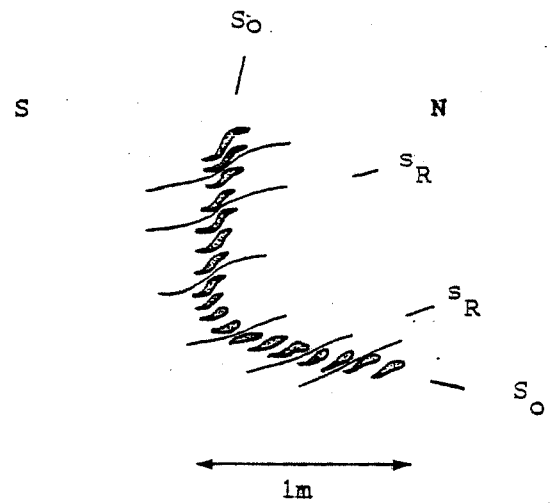
Cette phase produit des plis serrés (30°) à charnières aigües, toujours transposées (cf. figure 32), associés à une schistosité pénétrative de plan axial, et à une linéation fine et bien réglée d'intersection et de microplissement de la stratification. Dans les marbres, cette schistosité peut s'exprimer sous forme d'un rubanement noir et blanc, sécant localement sur les plans de stratification matérialisés par de fins lits pélitiques. Les amplitudes peuvent être hectométriques et les longueurs d'onde décimétriques : on note la rareté des plis de dimension inférieure au mètre autres que le microplissement millimétrique.

Les plans axiaux, du fait des déformations ultérieures toujours importantes, ont des directions et des pendages variables.

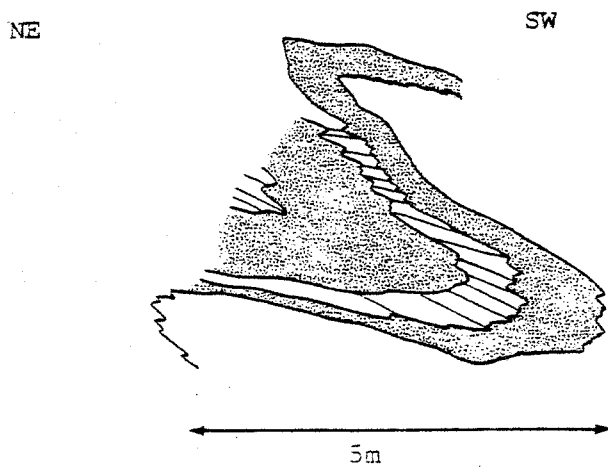
Le parallélisme entre les linéations d'intersection ou de microplissement et les axes mesurés indique que ces plis sont cylindriques. (cf. diagramme 7).



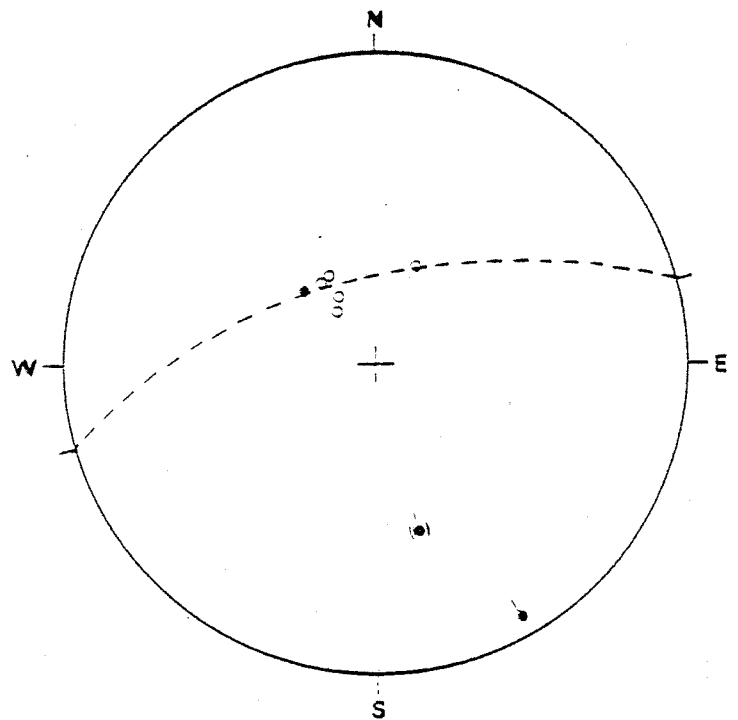
6- s1.pli antiforme de phase verte
cabane de *Fontaret*



Transposition de la stratification dans
une charnière précoce - *Cougnets* -
(fig.32)



pli précoce dans les barégiennes
(*Fontaret*,
(fig. 33)



7- s1.pli de phase rouge source de
Fontaret
(cf.fig. 33)

2.1.3.1. Le phénomène de "pli-réfraction"

On peut observer ce phénomène dans les barégiennes (g) lorsque celles-ci sont engagées dans des charnières de plis précoces. (cf. figure n°

- Dans les bancs pélitiques quelque soit leur épaisseur, les plans de schistosité sont des surfaces planes faisant un angle avec la stratification conforme avec leur place dans le pli.

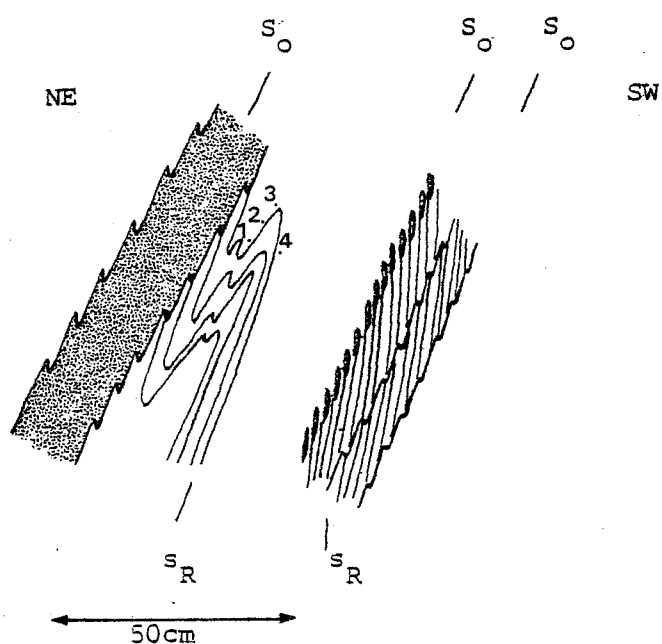
- Dans les bancs carbonatés, les plans de schistosité sont des surfaces, souvent courbes et irrégulières, faisant un angle avec la stratification qui est généralement fonction de l'épaisseur du banc considéré et tend vers 90° : cet angle peut dépasser 90° et le rapport schistosité stratification est inverse de celui auquel on peut s'attendre lorsque le pli a été préalablement reconnu.

- Au passage d'un banc pélitique à un banc carbonaté les plans de schistosité dessinent une petite charnière arrondie.

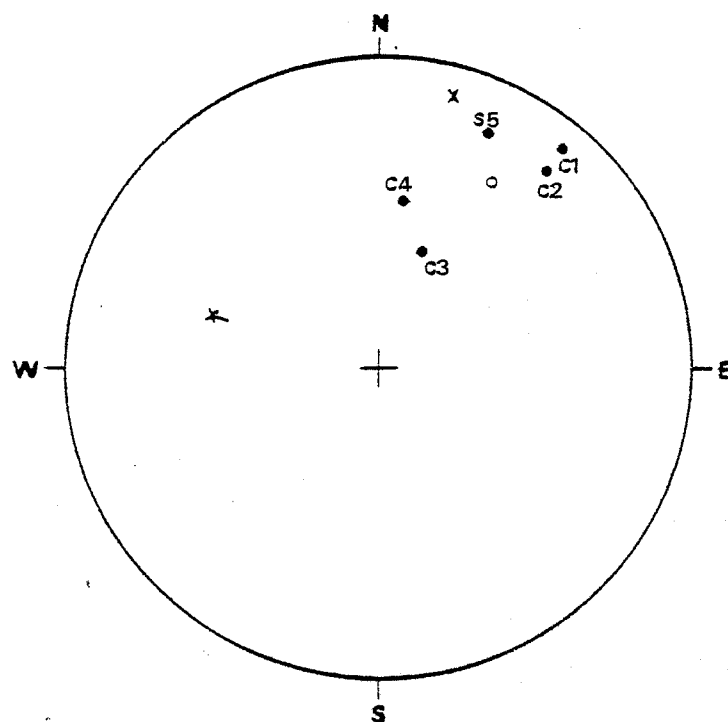
Au sein des bancs carbonatés, la schistosité précoce peut être affectée par des plis serrés ne déformant pas la stratification : ces plis sont donc limités au banc carbonaté dans lequel ils ont pris naissance. Le diagramme 8 et la figure présentent un de ces plis, on constate que la mesure de la schistosité prélevée dans un banc pélitique n'est pas groupée avec celles provenant du banc calcaire contigu. Le plan axial et les pôles des schistosités sont disposés suivant une surface de géométrie complexe, non cylindrique.

Exceptionnellement, nous avons vu des plis d'aspect identique développés à l'intérieur d'un même banc pélitique (cf. figure 35 et diagramme 9). Ces plis limités aux zones de charnières précoces non cylindriques qui déforment la schistosité de phase rouge mais pas la stratification ne sont pas comparables aux plissements tardifs et ultra tardifs tels qu'ils ont été définis.

Ces observations impliquent la nécessité d'établir les rapports schistosité précoce-stratification des barégiennes (g) préférentiellement dans les bancs pélitiques ceux-ci pouvant être inversés dans les bancs carbonatés.

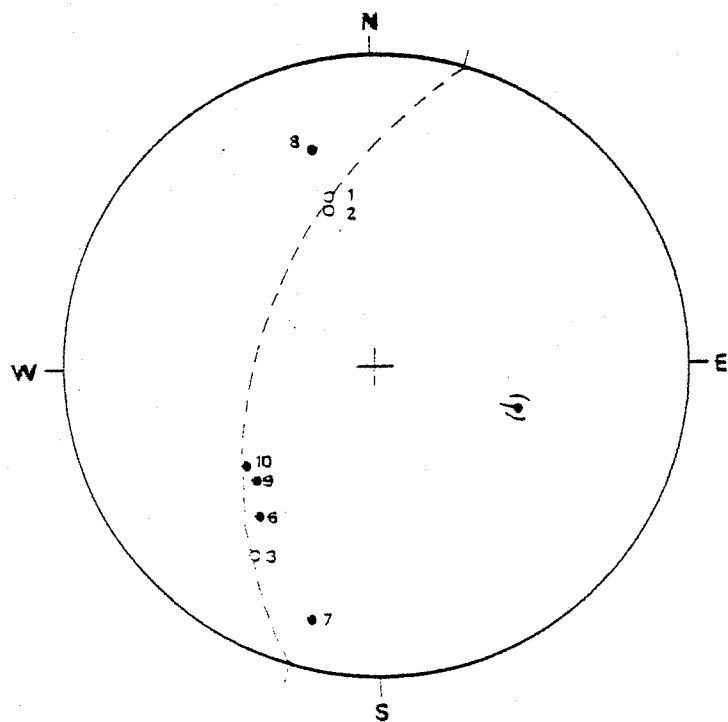


Pli-réfraction dans un banc carbonaté
(fig. 34)

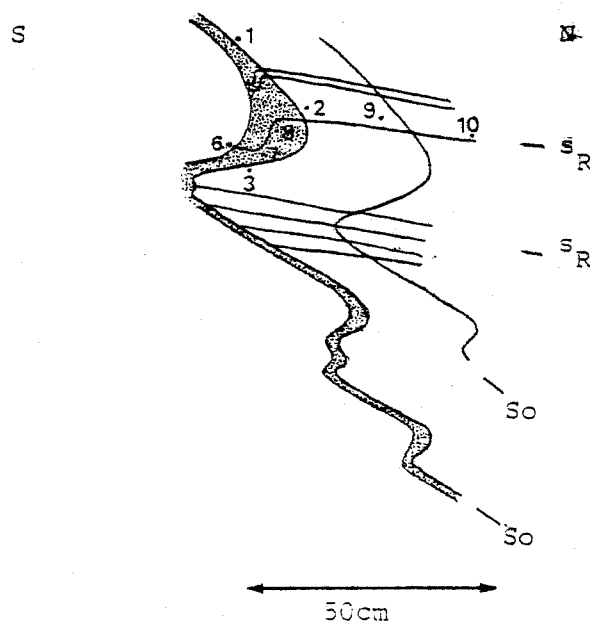


c • schistosité précoce dans les calcaires
s • schistosité précoce dans les pélites
o stratification
x plan axial (?) mesuré

8- s4. "pli refraction" dans un banc calcaire
(cf. fig. 34)



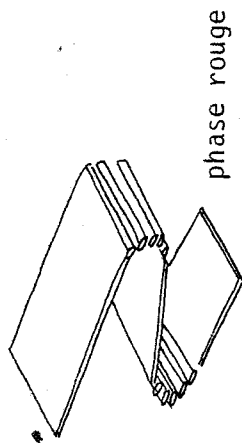
9- s3. "pli refraction" (points 6.7.8.)
dans un banc pélitique.
(cf. fig. 35)



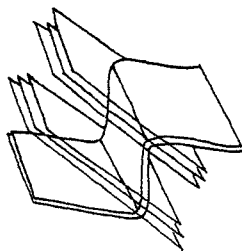
"Pli-réfraction" de la schistosité
rouge dans un banc pélitique-Cougnets-
(cf. fig. 35)

Tab : II - Tableau synthétique des phases de plissement

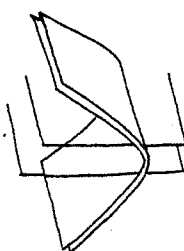
Phase	débit de P.A.	Valeur moyenne du P.A.	Longueur d'onde et amplitude maximales.	a
		<u>Phase précoce</u>		
rouge	schistosité de flux	toujours replissé	100m	1 Km
		<u>Phases tardives</u>		
verte	schistosité de train-slip	N 120 S 60 ou N 120 N 70	n x 100m	n x 100m
bleue	schistosité de fracture espacée	N 150 - 90 ou N 90 - 90	supérieure à 100 m	n x 100m
		<u>Phases ultra tardives</u>		
marron	schistosité de fracture espacée	N 30 SE 70	n x 1 m	n x 10cm
jaune	schistosité de fracture espacée	N 20 NW 80	n x 1m	n x 10cm
orange	aschisteuse	N 110 S 35	?	?



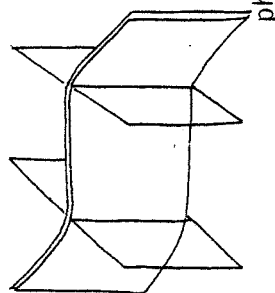
phase rouge



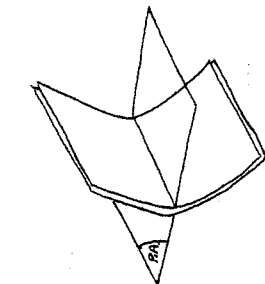
phase verte



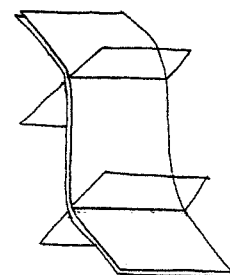
phase bleue



phase marron



phase orange



phase jaune

2.2. ANALYSE MICROSCOPIQUE DES PETITES STRUCTURES

Les roches gréso-pélitiques portent toujours la trace de deux schistosités : la première est une schistosité de flux contemporaine de la cristallisation massive des phyllites (chlorite et muscovite), et antérieure au développement du chloritoïde qui sont ici des minéraux de métamorphisme régional dans les shales bleutés. Par transposition la stratification lui devient subparallèle et je n'ai jamais observé clairement en lame mince de pli associé. La seconde est une schistosité de strain-slip secondaire serré (espacement des plans : ~ 150 microns) qui recoupe la schistosité précédente ainsi que les cristallisations de chloritoïde. Cette schistosité est souvent sécante sur la stratification et on observe alors dans les matériaux finement rubanés, des microplis pouvant présenter un début de transposition.

L'analyse d'une dizaine d'échantillons prélevés dans des charnières de plis préalablement reconnus permet d'identifier les schistosités de flux et de strain-slip comme étant respectivement les schistosités de phase rouge et verte : il n'apparaît pas de phase de plissement synschisteuse antérieure à la phase rouge. On retrouve également ces schistosités dans les barégiennes (g) et dans les calcschistes noirs (l) à proximité et dans les rubans pélitiques.

2.3. CONCLUSION

L'observation directe des plis et des associations structurales permet de mettre en évidence au moins six phases de plis et de donner, sauf pour les phases ultratardives, leur chronologie. De plus nous n'avons jamais observé en lame mince de plissement synschisteux antérieur à la phase rouge.

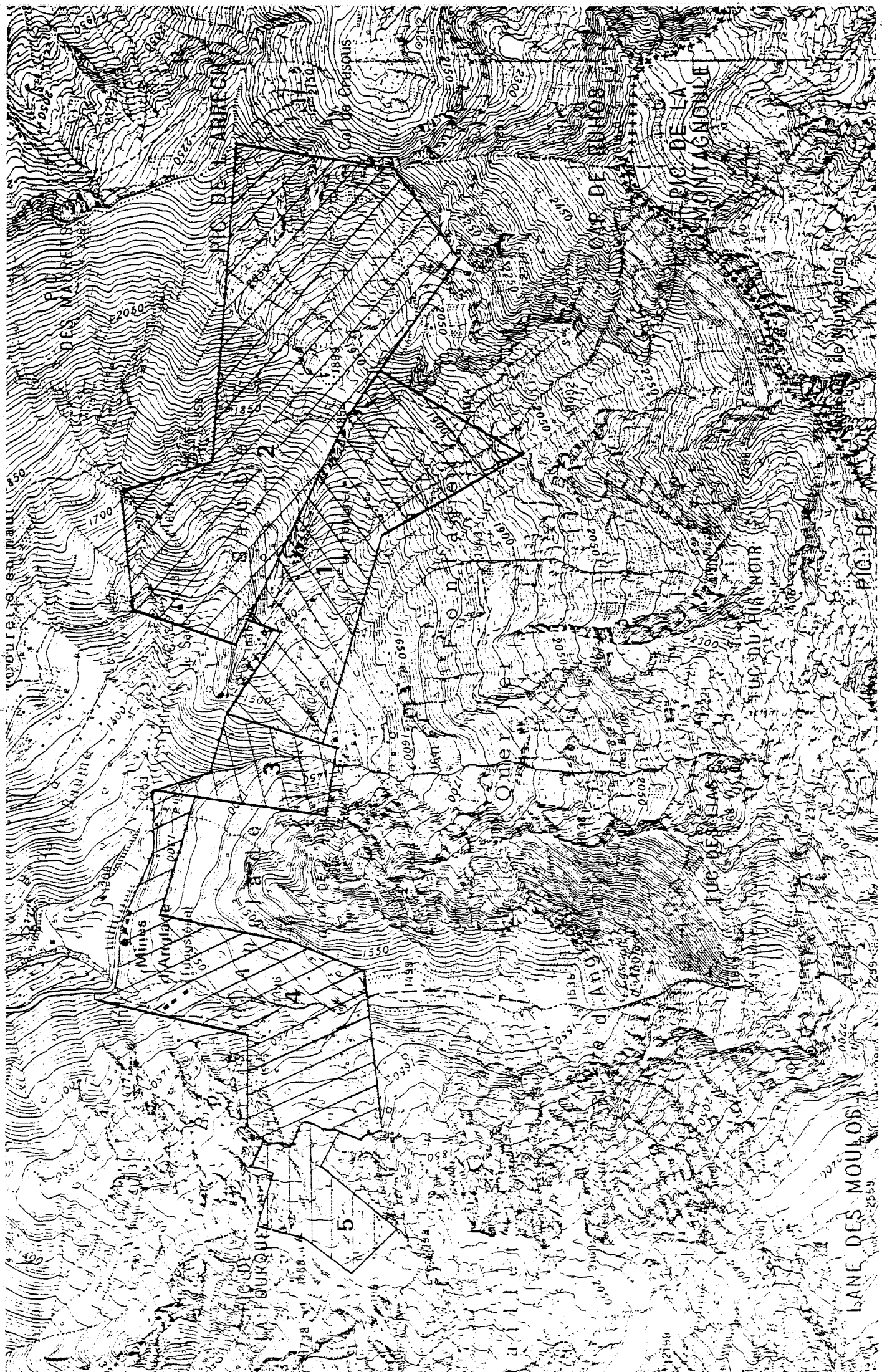
Le tableau n° II p. 67 donne les caractéristiques moyennes des phases décrites ci-dessus (la schistosité de phase rouge n'a pas été représentée sur le dessin illustrant le style des charnières).

2.4. GEOMETRIE DES SUPERPOSITIONS

Du Col de Crusous au torrent du Cougnets, le terrain est façonné par plusieurs grandes structures précoces et tardives, d'axes subhorizontaux, que l'on recoupe sur 1000m de dénivelée : on constate que les éléments structuraux n'évoluent pas de bas en haut de cette section.

Le versant a été partagé en trois secteurs :

- secteur I : *Saubé-Fontaret* - Analyse des grandes structures de phase verte et les phases ultratardives
- secteur II : *Saubé-Taychuc* - Analyse de l'anticlinal précoce de *Saubé* - Superposition avec la phase verte
- secteur III : *Cougnets* - Analyse du synclinal précoce de *Saubé-Fontaret* - Superposition avec la phase verte



Répartition géographique des secteurs d'étude s_i

2.4.1. Secteur de Saubé-Fontaret

2.4.1.1. *les petites structures et leurs superpositions*

A l'échelle de l'affleurement on peut voir :

- Une antiforme de phase verte déformant le flanc long normal d'un synclinal de phase rouge (diagramme 10) : les pôles des plans de stratification sont dispersés tout au long d'un grand cercle d'axe/ S_0 [N 118-00]. Les mesures de la linéation précoce obtenues sur les deux flancs du pli tardif se répartissent dans un grand cercle (voir le grand cercle défini au diagramme 6) de pôle N 132 NE 09 qui permet d'obtenir les droites de glissement de phase verte : $G_v = [N 104 E 70]$

$$G_v = [N 121 E 50]$$

- Un pli de phase orange faisant apparaître des pendages Nord et Sud de direction moyenne respective N 120 et N 110 pour la schistosité de phase verte (cf. diagramme 11). Plusieurs plis de phase marron déformant les flancs longs d'une structure de phase verte (cf. diagramme 12) : les pôles de stratification se distribuent le long d'un grand cercle d'axe/ S_0 [N 168 S 38]. Les linéations de phase verte situées dans un grand cercle indiquent une déformation de type semblable avec une droite de glissement G_m [N 27 NE 44].

2.4.1.2. *les grandes structures*

Le secteur est dominé par la phase verte dont on recoupe plusieurs grandes structures alignées parallèlement au vallon de *Saubé*. Au Sud il est bordé par une puissante zone de charnière synclinale de phase rouge qui se signale par l'inversion du rapport schistosité précoce-stratification.

Le diagramme 13 permet d'analyser le synclinal perché de phase verte de la barre de *Saubé-Fontaret* : on constate que sa géométrie est identique à celle des petites structures - cf. diagramme 10 (les pendages Nord de certains plans axiaux sont dus à des ondulations de phase orange).

2.4.1.3. *synthèse sectorielle*

Les phases marron et jaune (diagramme 14) développent de nombreux plis sur les surfaces de stratification verticalisées et la schistosité verte (diagramme 15 et 17). Les plans axiaux de phase marron sont disposés en éventail autour de la valeur (N 25 SE 63) et ceux de phase jaune autour de (N 22 NW 81) : les axes/ S_0 de phase marron ont pour valeurs moyennes [N 164 SE 54] et [N 22 NE 35] correspondant aux orientations de la stratification suivant les deux positions dominantes (N 130 SW 70) et (N 80 N 30) des flancs des plis de phase verte. Les linéations et axes de plis de phase verte sont distribués dans un grand cercle qui donne une droite

de glissement G_m [N 32 - NE 50] proche de celle [N 27 NE 44] trouvée directement à l'affleurement (cf.paragraphe 2.4.1) : on note que ces axes et linéations se répartissent en 2 maxims [N 126 NW 15] et [N 115 SE 10] qui s'accordent avec le style en chevron de la phase marron. La phase orange, peu représentée à l'affleurement (diagramme 14) est sensible à l'échelle du secteur : les plans axiaux et les axes/ S_0 sont faiblement pentés avec des directions variables. Elle bascule alternativement les plans axiaux de phase verte de (N 126 S 78) à (N 128 N 80) (cf.diagramme 15).

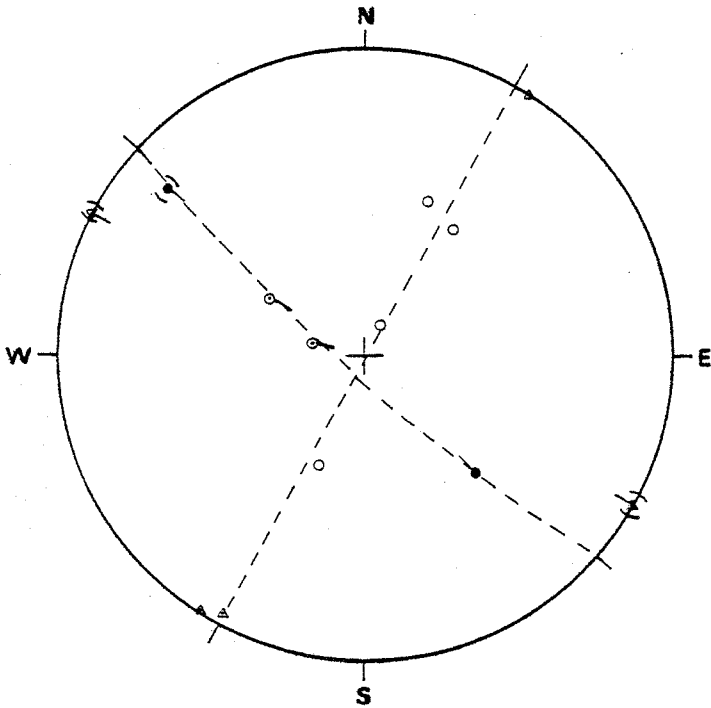
Etant donné les caractéristiques géométriques, d'une part de la phase orange, d'autre part des phases marron et jaune, leur chronologie respective est délicate à établir. Toutefois on constate sur le diagramme 14 que la répartition des plans axiaux de phase orange dans un même grand cercle peut indiquer une disposition en éventail de ceux-ci; à contrario, les plans axiaux de phase marron ne sont pas distribués suivant un éventail simple et on peut envisager une déformation de ces derniers par la phase orange.

La phase verte (cf.diagramme 15) est exprimée à l'affleurement par de nombreux plis à toutes les échelles, dont certains ont une importance cartographique, de plans axiaux moyens (N 126 S 78) et (N 128 N 80).

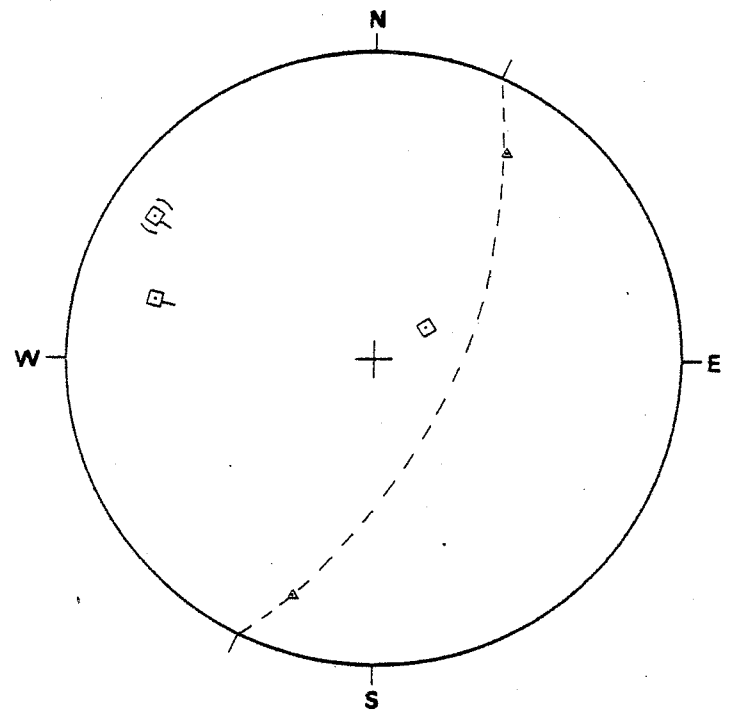
Elle déforme régulièrement les éléments structuraux de phase rouge et la dispersion de la linéation précoce dans un grand cercle (cf.diagramme 16) indique un mécanisme de plissement de type semblable et fournit les droites de glissement G_v : [N 127 SE 05] et G_v [N130-00] d'azimuts comparables mais de plongements sensiblement différents de celles trouvées directement à l'affleurement (cf. paragraphe 2.4.1.1. et le diagramme 10). En réalité, le cercle de dispersion des linéations précoces et les traces cyclographiques des plans axiaux de phase verte étant très proches, la moindre variation de l'un ou de l'autre entraîne de grandes variations de plongement des droites de glissement ce qui invite à la prudence quant à la signification des valeurs [N 127 SE 05] et [N 130-00] proches de celles des axes/ S_0 de phase verte. Nous pouvons cependant considérer que ces droites sont contenues dans le plan (N 128 NE 74) et pendent vers le Sud-Est dans ce plan.

La stratification est redressée suivant les flancs longs verticaux : cependant les pendages faibles sont bien représentés car les charnières sont rondes.

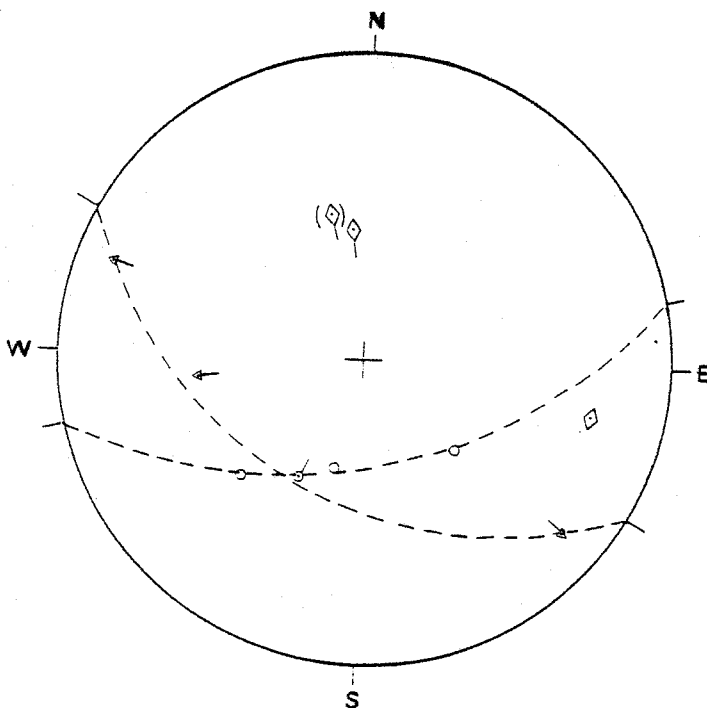
La phase rouge ne fournit de charnière qu'au Nord et au Sud du secteur qui est entièrement compris sur un flanc long de pli précoce redressé par la phase verte : le manque de charnière bien exposée et les déformations ultérieures qui les affectent empêchent de la caractériser ici.



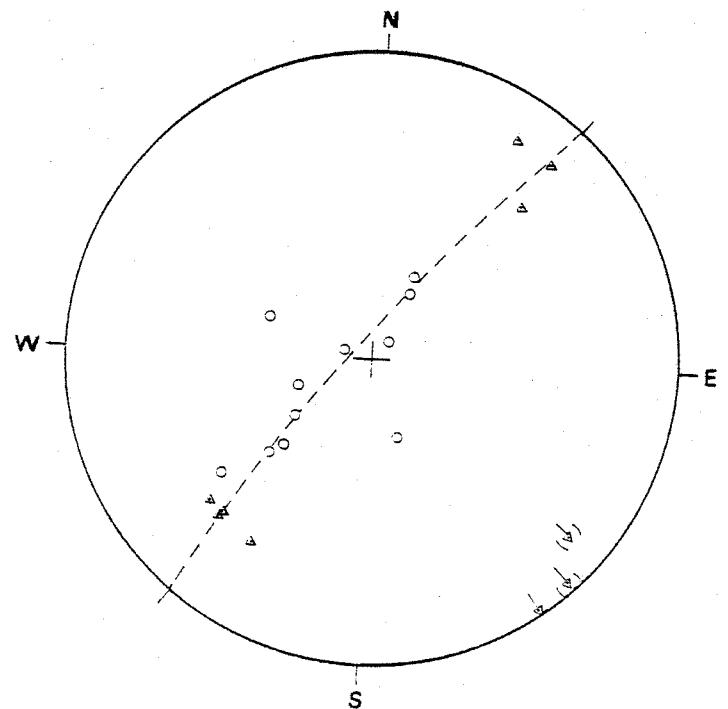
10- s1. pli antiforme de phase verte
(source de Fontaret)



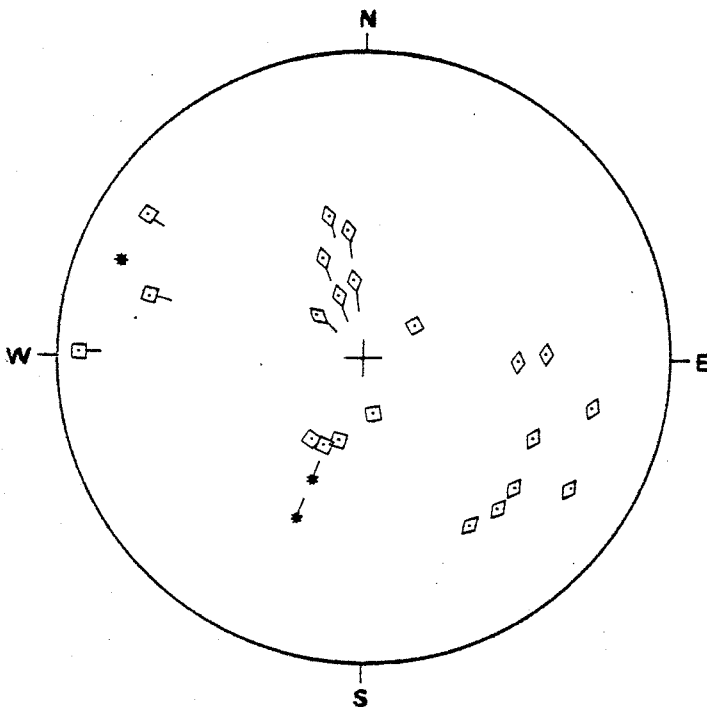
11- s1. pli de phase orange basculant
la schistosité de phase verte
(source de Fontaret)



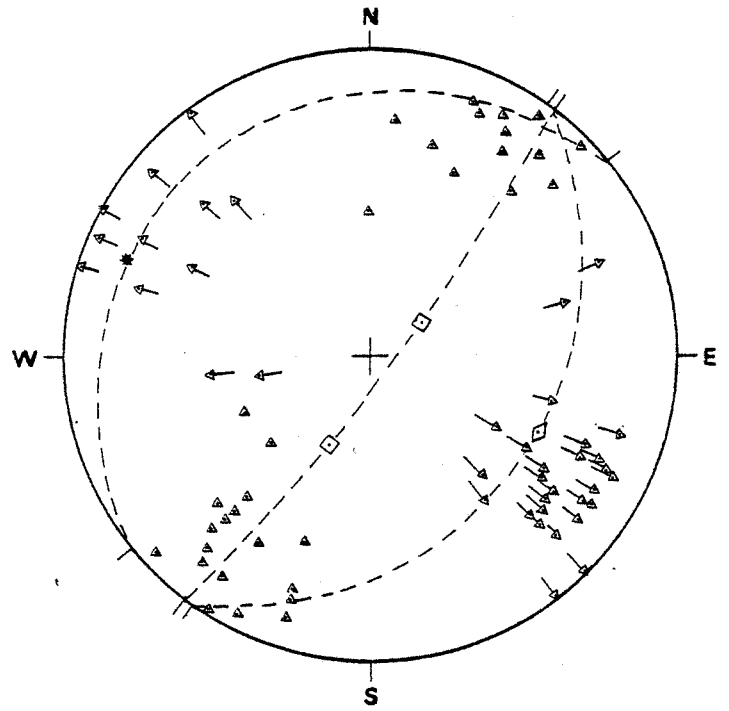
12- s1. pli de phase marron



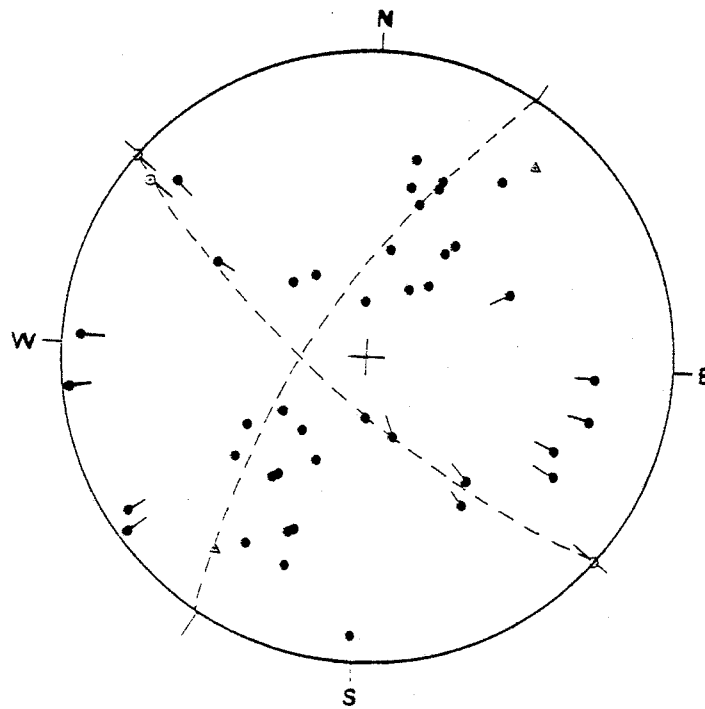
13- s1. grande synforme de phase verte
modelant la barre de Saubé-Fontaret



14- s1. diagramme collectif des phases ultra-tardives



15- s1. diagramme collectif de la phase verte



16. s1. diagramme collectif de la phase rouge

En conclusion, dans ce secteur, les plans de stratification subparallèles (sauf au Nord et au Sud) à la schistosité précoce, sont repris par des plis droits de phase verte (à mécanisme de type semblable) d'échelle cartographique, à flancs redressés de direction N 115 à N 130. Ces structures sont reprises perpendiculairement par des chevrons ouverts (de phases marron et jaune (mécanisme de type semblable)) faisant apparaître des directions N 60. Enfin des ondulations (de phase orange) plissent les flancs longs des plis droits et font apparaître des pendages forts tantôt vers le Nord, tantôt vers le Sud. (cf. diagramme 17).

La coupe (cf. figure 36) illustre la géométrie de ce secteur.

2.4.2. Le secteur de Saubé-Taychuc

L'étude de ce secteur est délicate car il est constitué en grande partie par des dolomies (ensembles i et j du faisceau carbonaté de *Salau*) dans lesquelles les différentes schistosités sont mal exprimées.

2.4.2.1. *les petites structures et les superpositions*

On peut observer en rive droite du vallon de *Saubé* vers la cote 1780 une antiforme de phase rouge reprise par une antiforme de phase verte (cf. diagramme 18) : la schistosité rouge est déformée selon une surface cylindrique d'axe/ S_r [N 113 NW 09] qui admet pour plan axial la schistosité de phase verte (N 120 SW 43). (L'absence de pôles de schistosité précoce à faible pendage est due à l'impossibilité de collecter les mesures dans la zone de charnière proprement dite : à l'affleurement, la schistosité associée au pli tardif à flancs amincis, à charnière épaissie et son angle d'ouverture exclut un pli de phase orange comme pourrait le laisser supposer le diagramme).

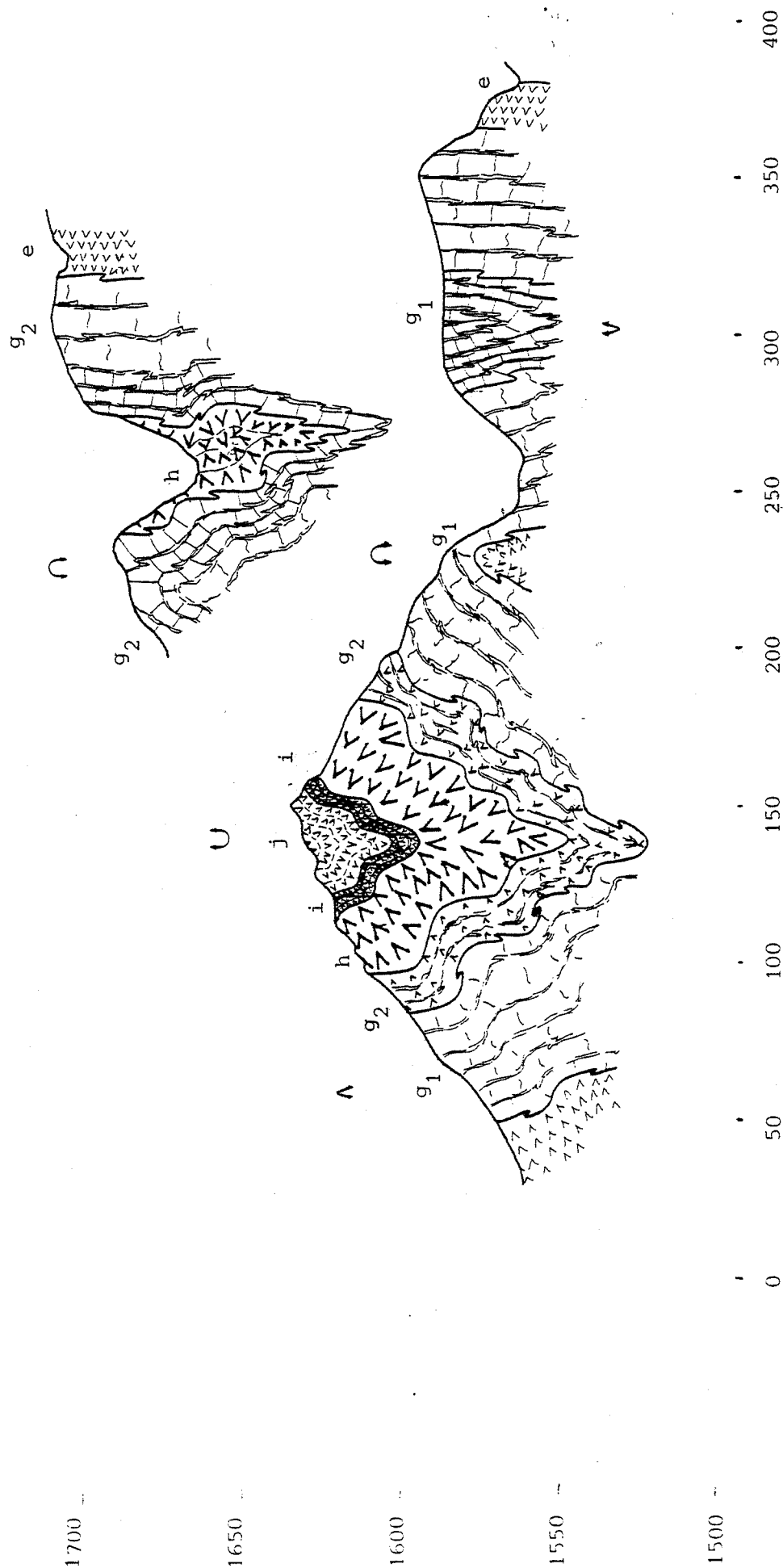
2.4.2.2. *la grande structure de la cabane de Saubé*

Au Nord de la cabane de *Saubé* existent un anticlinal couché (à cœur de dolomies), et à l'Est de celle-ci, un synclinal (à cœur de shales bleutés) : ces deux structures ont une ampleur cartographique.

L'anticlinal est un pli de phase rouge d'axe/ S_o [N 93 E 10] et dont les flancs ont pour valeur moyenne (N 110 NE 45) et (N 10 E 10) : la schistosité de plan axial a pour valeur (N 114 N 14). (cf. diagramme 19).

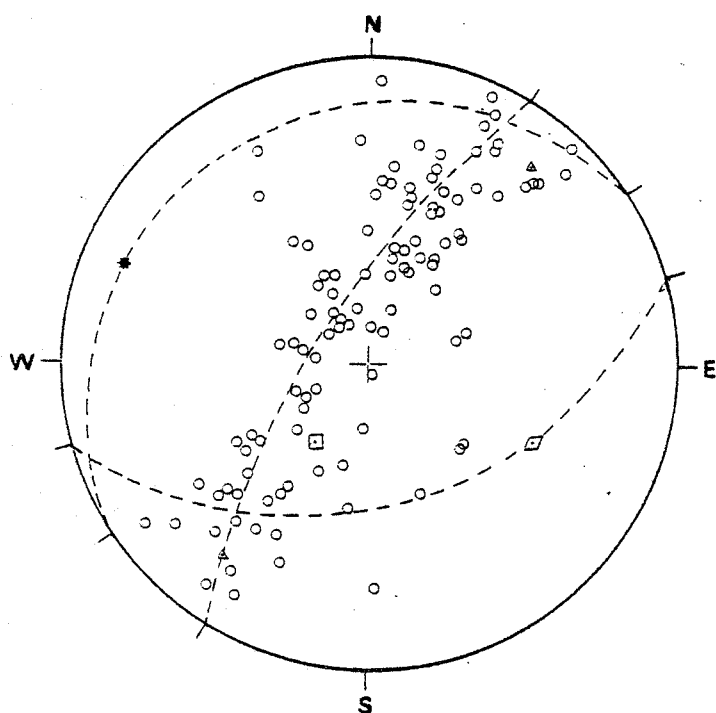
N

S

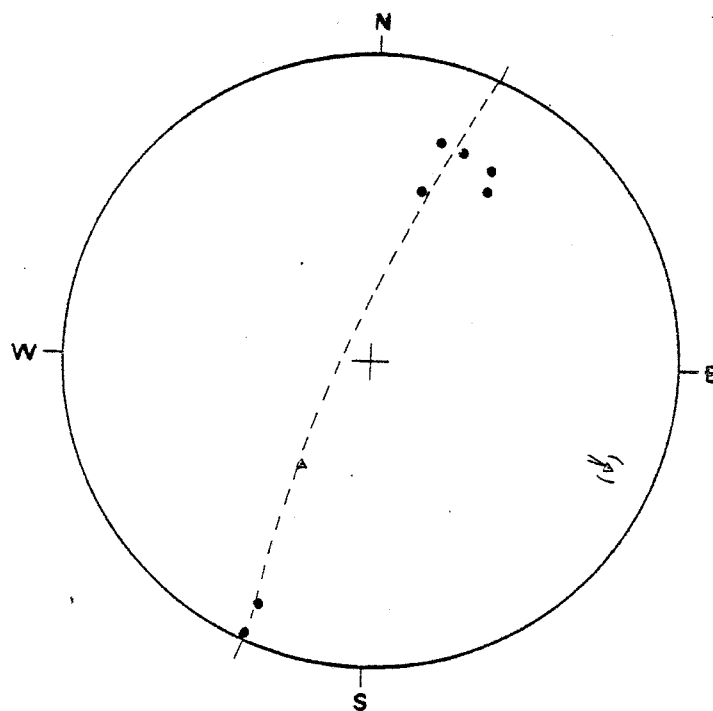


Secteur de Saubé-Fontaret
Coupe effectuée au droit de la cabane de Saubé

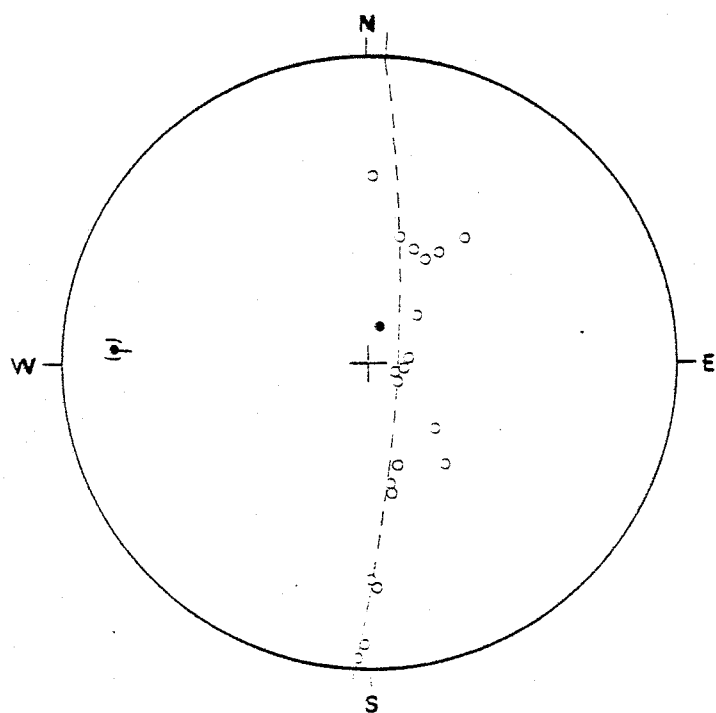
Fig : 36



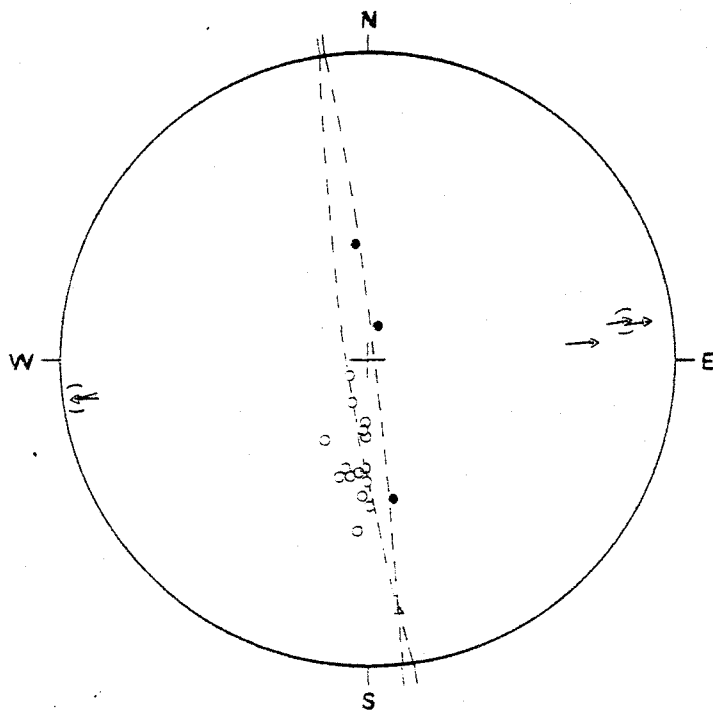
17- s1. diagramme collectif des plans de stratification



18- s2. pli antiforme précoce déformé par une antiforme de phase verte



19- s2. grand anticlinal précoce la cabane de Saubé



20- s2. grande synforme de phase verte à l'Est de la cabane de Saubé

Le synclinal de phase verte a pour axe/ S_0 [N 81 W 08] et pour plan axial la schistosité (N 82 S 79) légèrement décalée de sa position moyenne par une flexure de phase marron. Les rares mesures de schistosité de phase rouge disponibles sont en zone avec le plan axial du synclinal tardif. (cf. diagramme 20).

La structure composite de la cabane de *Saubé* expose une des plus belles superpositions cartographiques des phases rouge et verte.

Une seconde grande structure synclinale, située à l'Est de la précédente recoupe le vallon de *Saubé* entre les cotes 1700 et 1900, puis passe dans le vallon de *Fontaret* au Sud du secteur. Le faisceau des schistes bleutés est pincé dans les dolomies du faisceau carbonaté de *Salau* sous forme d'une charnière très aigüe qui contraste avec la charnière ronde de l'anticlinal précoce de la cabane de *Saubé*. D'un point de vue microtectonique, le diagramme de report de la schistosité rouge est semblable au diagramme n° 20.

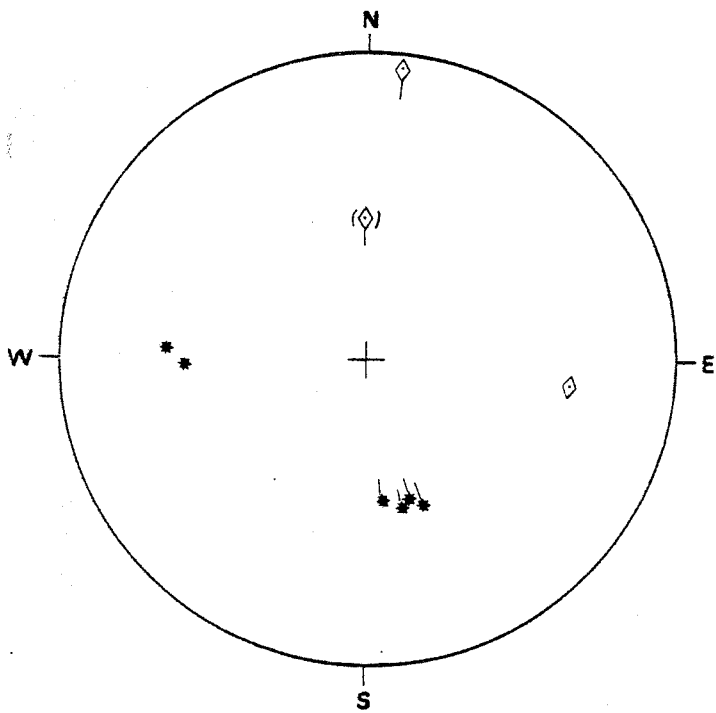
2.4.2.3. synthèse sectorielle

On retrouve la phase marron exprimée à l'affleurement : à l'échelle du secteur, elle se signale par la dispersion des plans axiaux de phase verte (cf. diagramme 21 et 22).

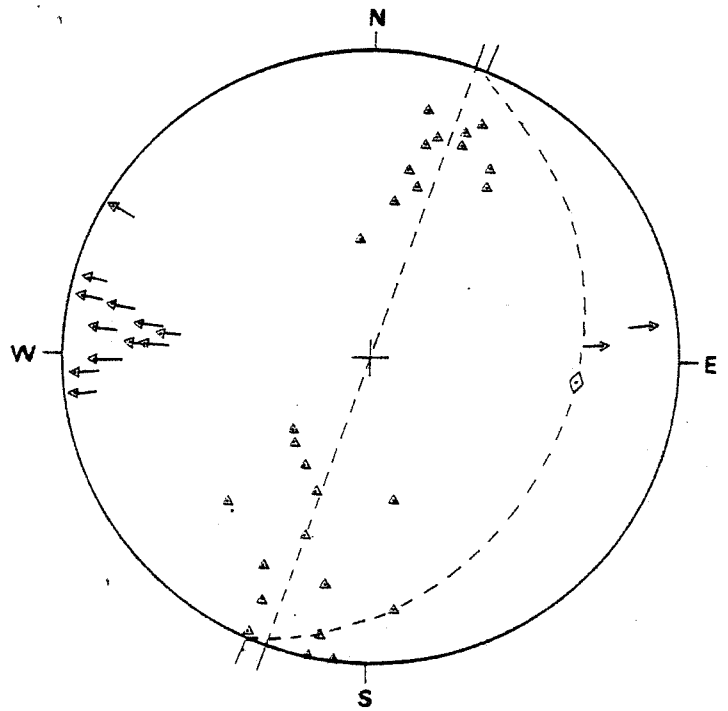
La phase orange non vue à l'affleurement fait passer les plans axiaux de phase verte de pendage Sud à des pendages Nord prononcés (diagramme 22).

Le secteur est modelé par de nombreux petits plis et par une grande structure à valeur synclinale de phase verte : les plans de schistosité sont répartis en deux groupes (N 108 S 70) et (N 110 N 74) correspondant à des ondulations de phase orange (le plan axial de phase orange (N 114 SW 34) mesuré dans le secteur de *Saubé-Fontaret* est en zone avec les deux groupements). (cf. diagramme 22).

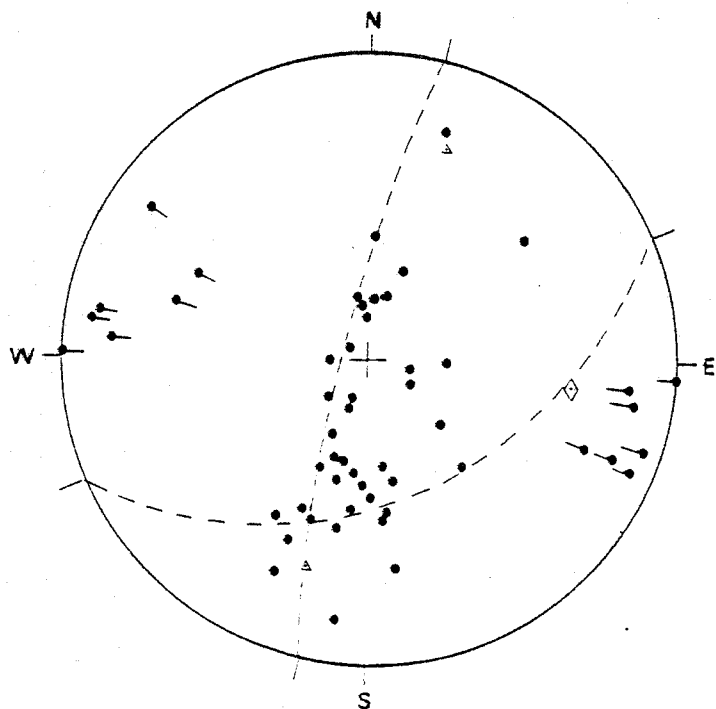
La phase rouge donne deux grandes structures cartographiques l'une synclinale sous la doline cotée 1899 l'autre anticlinale au niveau de la cabane de *Saubé* : les pôles des plans de schistosité précoce de ces deux plis se répartissent dans un grand cercle admettant pour plan axial la schistosité de phase verte moyenne (N 108 S 70) et (N 110 N 74). Enfin, les plans de schistosité à pendage Sud sont déformés par la phase marron (cf. diagramme 23). La coupe (cf. figure 37 et diagramme 24) illustre la géométrie de ce secteur.



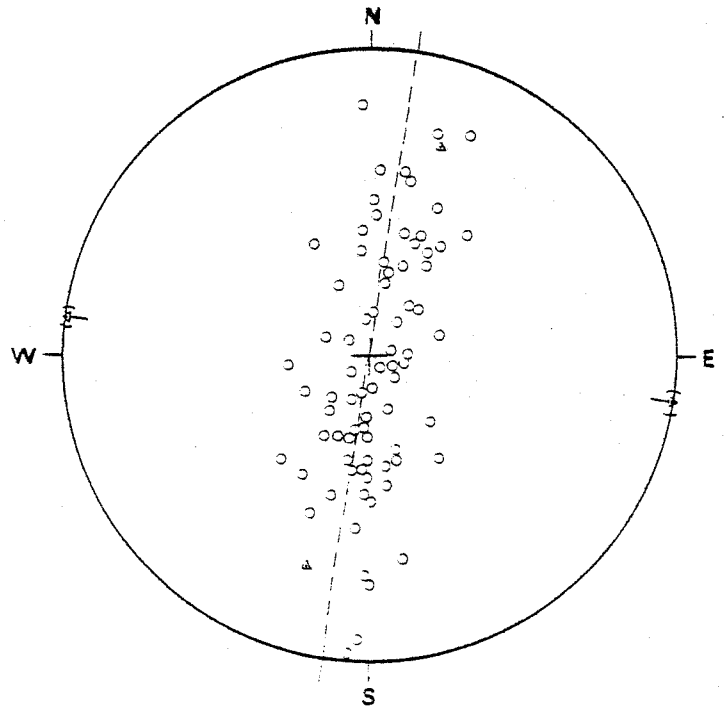
21- s2. diagramme collectif des phases ultra-tardives



22- s2. diagramme collectif de la phase verte



23- s2. diagramme collectif de la phase rouge



24- s2. diagramme collectif des plans de stratification

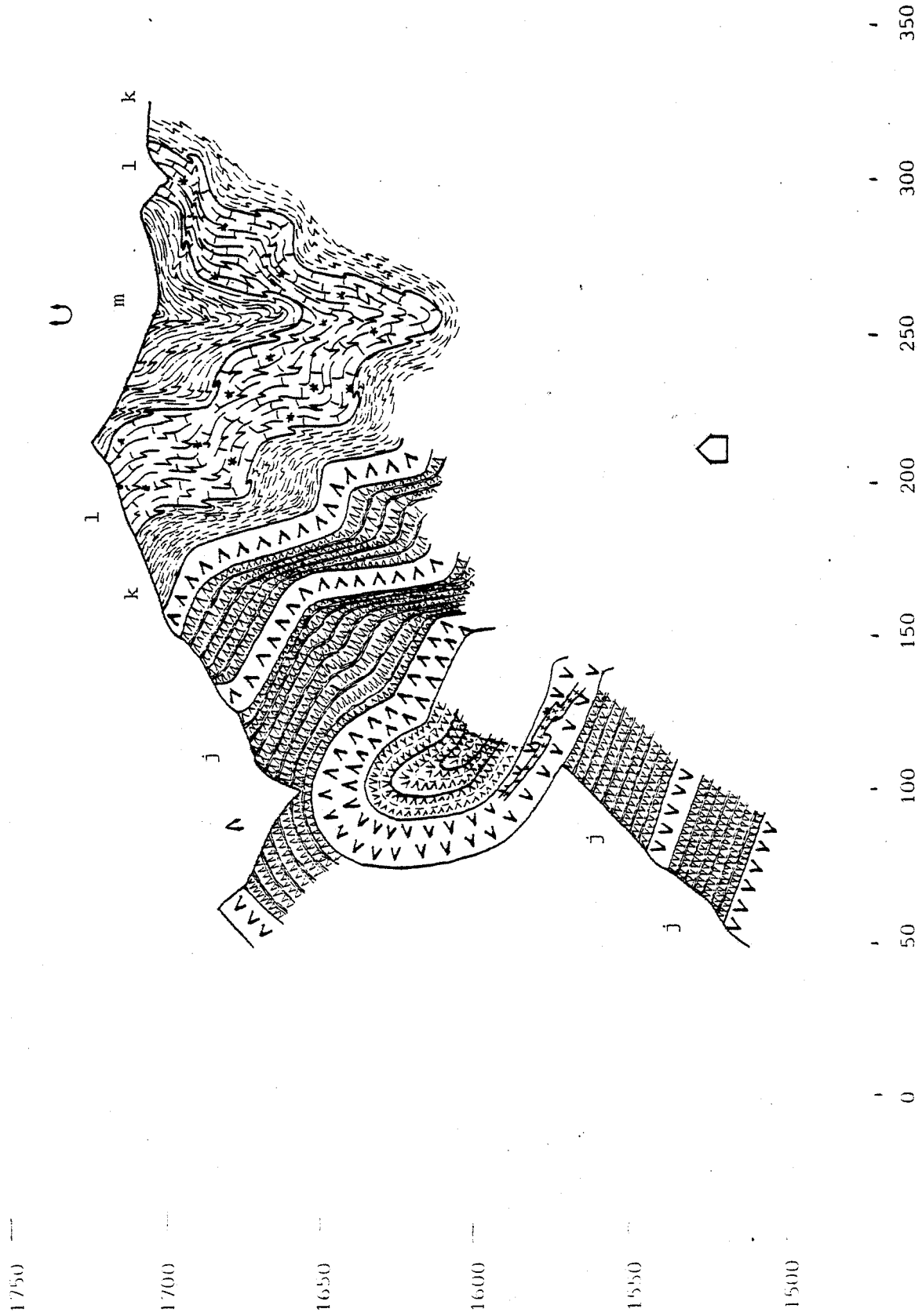
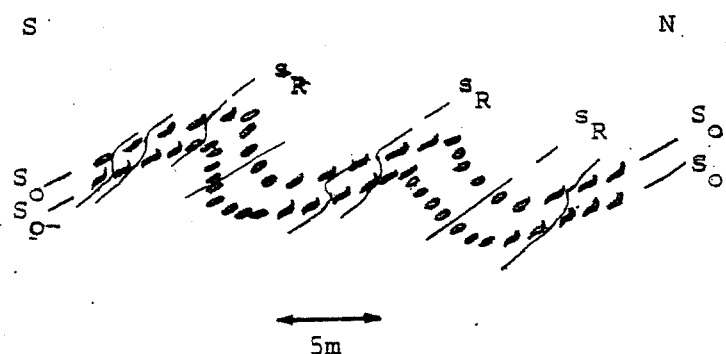
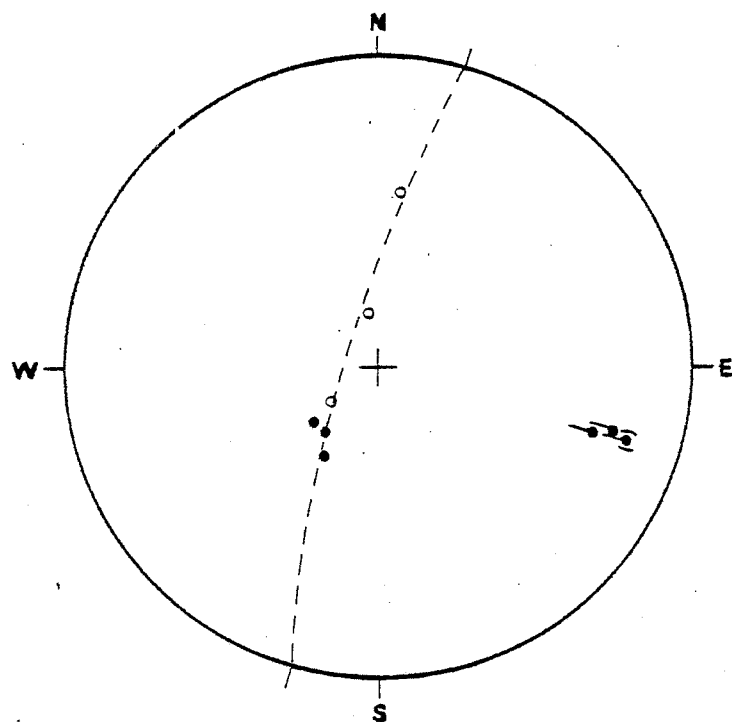


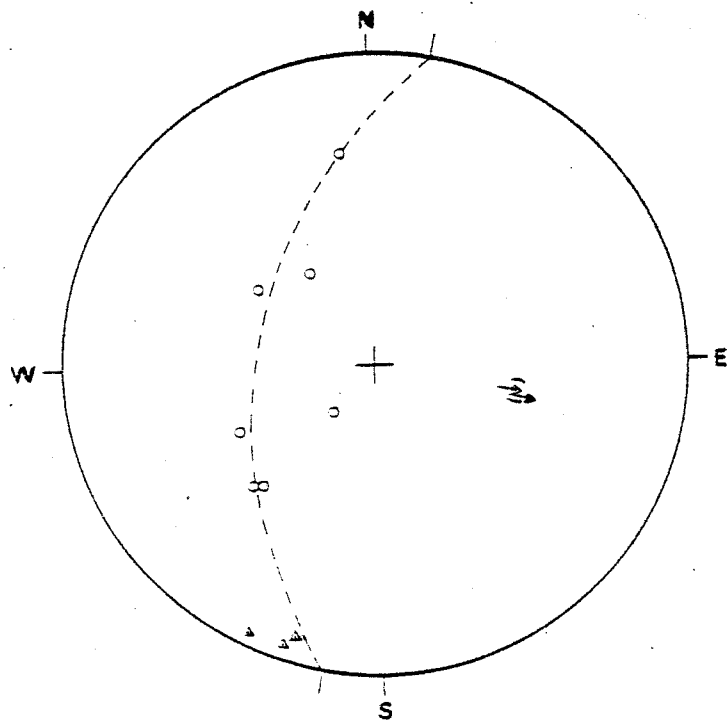
Fig : 37 - Secteur de Saubé-Tayehue
Coupe de la cabane de Saubé



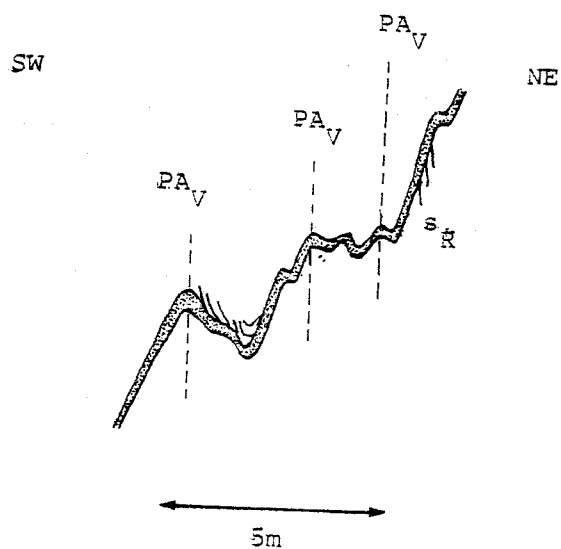
Charnière précoce - vallon du Cougnets
(fig.38)



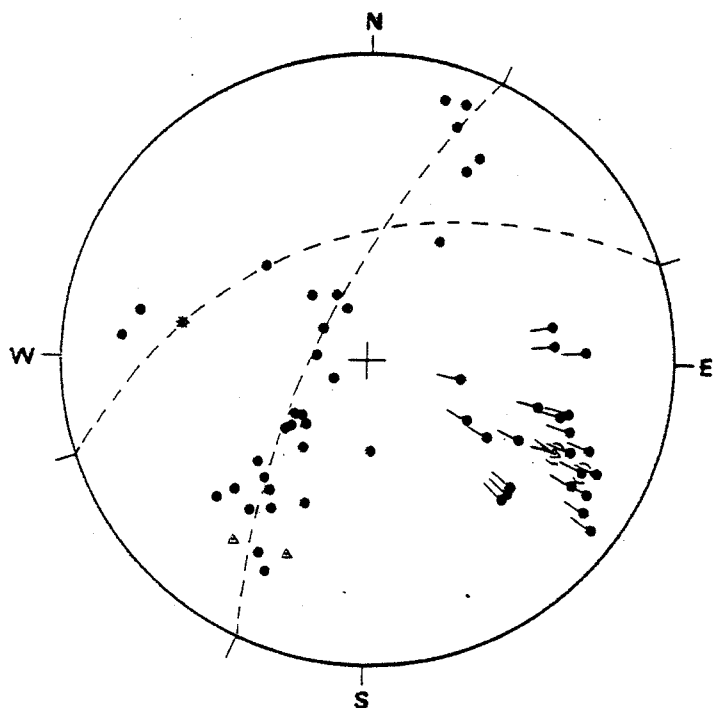
25- s3. pli synclinal précoce-torrent
du Cougnets
(cf.fig.38)



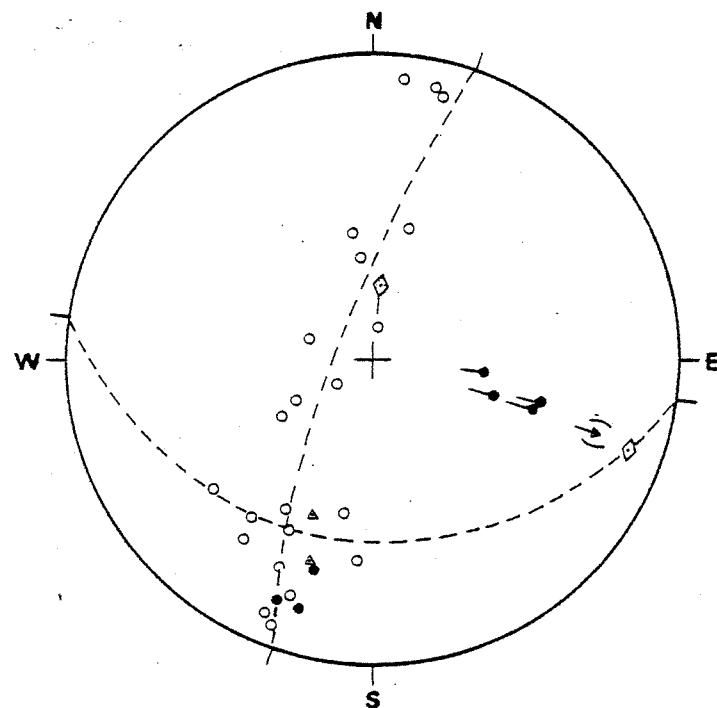
26- s3. plis de phase verte-torrent
du Cougnets
(cf.fig.39)



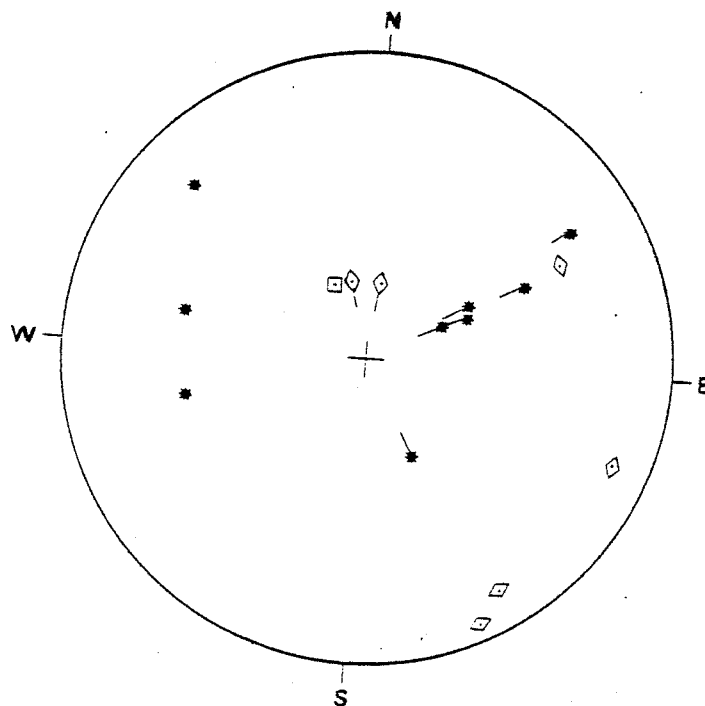
Pli de phase verte dans les
barégiennes - Cougnets -
(fig.39)



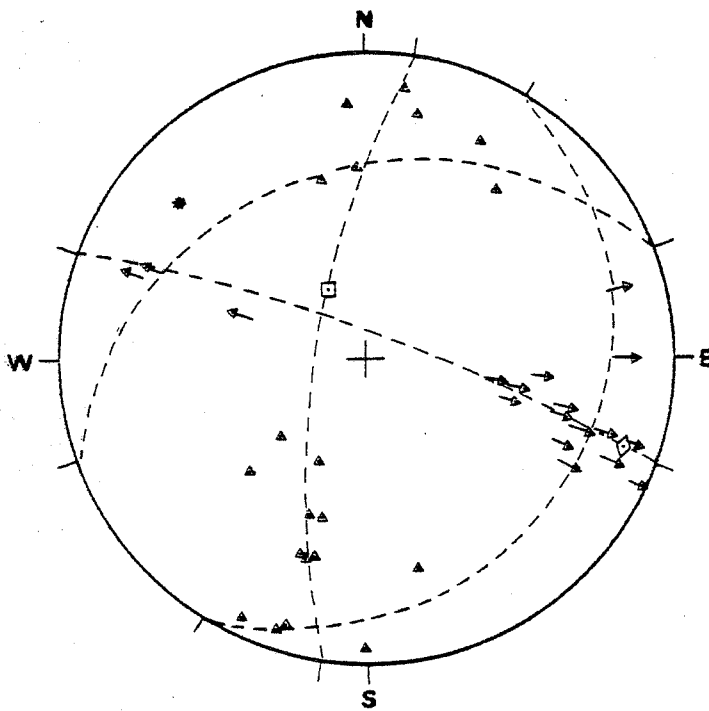
27- s3. grande antiforme de phase
verte *Cougnets*



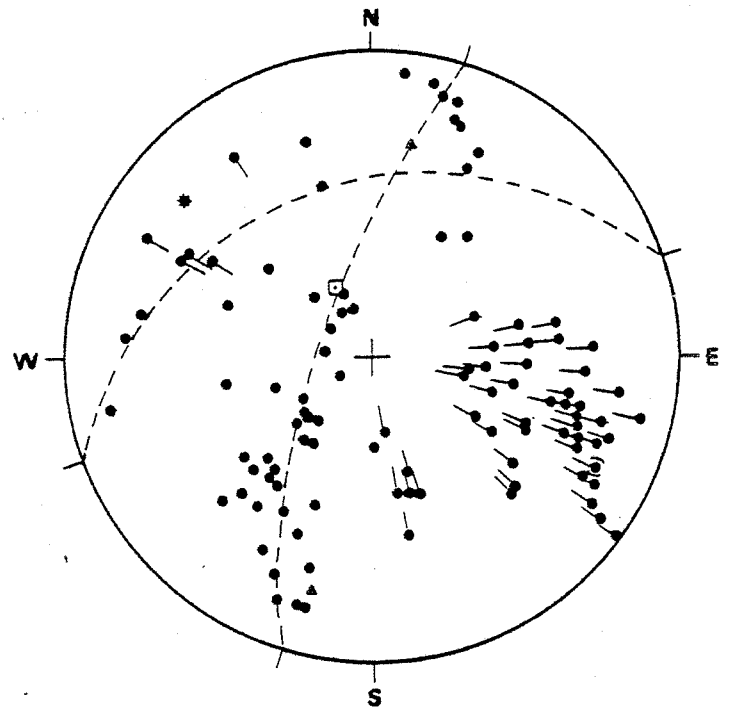
28- s3. grande synforme de phase
verte *Cougnets*



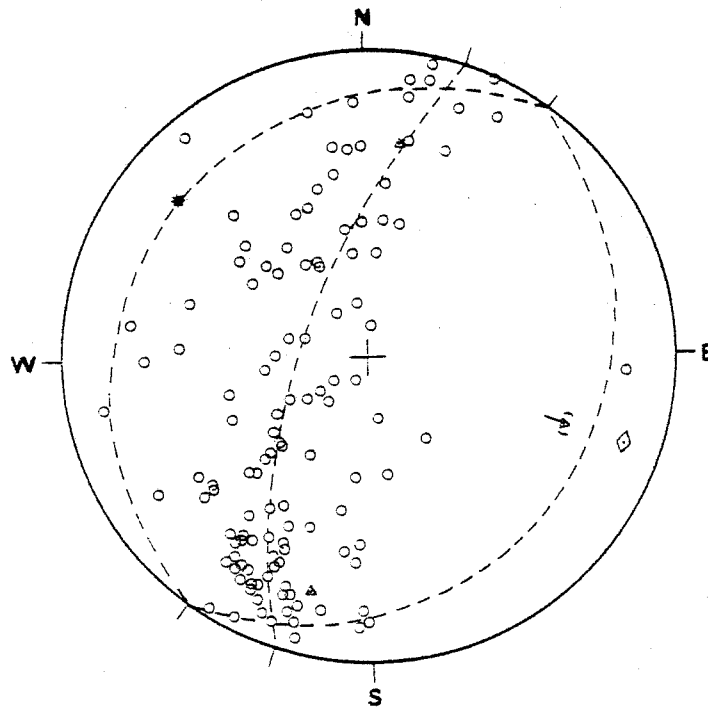
29- s3. diagramme collectif des phases ultra-tardives



30- s3. diagramme collectif de la phase verte



31- s3. diagramme collectif de la phase rouge



32- s3. diagramme collectif des plans de stratification

N

S

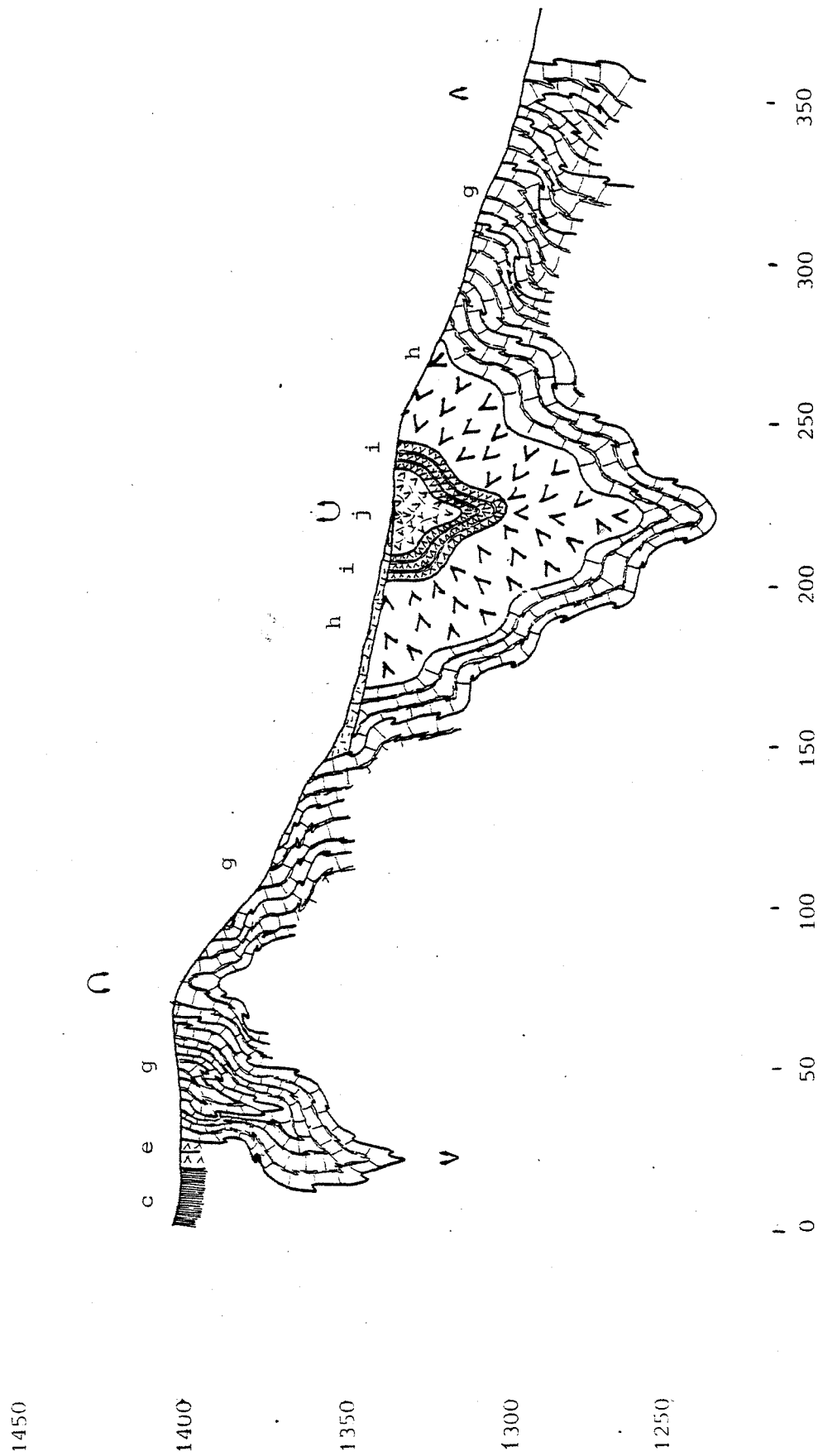


Fig : 40 - Secteur du Cougnets
Coupe du Cougnets

2.4.3. Le secteur du Cougnets

Ce secteur contient les deux charnières synchisteuses précoces, mises en évidence à *Saubé-Tayehuc* (cf.paragraphe précédent), reprises par les grandes structures vertes analysées à *Saubé-Fontàret*.

2.4.3.1. *les petites structures*

A l'affleurement on distingue dans les barégiennes (g) au Sud du secteur, de nombreux plis métriques précoces : les rapports schistosité de phase rouge-stratification s'inversent de part et d'autre de ces plis à charnières arrondies, fortement transposées, généralement bien cylindriques (cf.diagramme 25). Cette schistosité et la stratification sont déformées par de nombreux plis droits de phase verte (cf.diagramme 26).

2.4.3.2. *les grandes structures*

On distingue au moins quatre grandes structures, deux de phase rouge et deux de phase verte.

L'anticlinal précoce de la cabane de *Saubé* est recoupé à l'intersection des vallées de *Saubé* et du *Cougnets*. Probablement très pincé dans les barégiennes et affleurant mal, il ne se signale que par l'inversion du rapport schistosité de phase rouge-stratification; nous n'avons pas pu le mesurer.

Le synclinal précoce correspondant est recoupé par le *Cougnets* vers la cote 1350 : ce synclinal précoce est déformé par une antiforme de phase verte (de dimension cartographique) comme le montre la répartition des plans de schistosité de phase rouge dans un grand cercle admettant pour plan axial la schistosité de l'antiforme (N 124 S 72).(cf.diagramme 27).

La synforme de phase verte de la barre de *Saubé-Fontàret* (cf.paragraphe 2.4.1.2.)est entaillée par le *Cougnets* : le pli hectométrique à charnière ronde admet pour plan axial la schistosité de fracture (N 107 S 70) et son axe est [N 108 W 10]. Il est déformé par la phase marron (cf.diagramme 28)

2.4.3.3. *synthèse sectorielle*

Les phases marron et jaune (cf.diagramme 29) développent à l'affleurement un clivage très grossier de fractures en éventail : (il faut remarquer que la phase jaune représentée sur le diagramme 29 est probablement composite car les

plans (N 00 W 60) sont inhabituels et ne peuvent pas s'expliquer par un éventail simple) : elles déforment tous les plans verticaux et en particulier les schistosités de phases verte et rouge (cf. diagramme 30 et 31).

La phase orange, (cf. diagramme 29) est présente à l'affleurement sous forme d'ondulations dont le plan axial est (N 64 NW 30) qui font basculer les plans axiaux de phase verte de (N 118 S 60) à (N 95 N 75) : les dispersions engendrées sur la schistosité précoce et la stratification verticalisée (cf. diagramme 32) existent mais sont confondues avec les dispersions des phases antérieures.

La phase verte donne à l'affleurement de nombreux plis à charnière ronde de toutes dimensions, dispersant la schistosité précoce (cf. diagramme 31) : ces structures sont déformées par les phases ultra-tardives. Les plans axiaux moyens sont : (N 104 S 75) et (N 100 N 70) : les axes ont pour valeur [N 108 E 20] et [N 112 W 14].

La phase rouge (diagramme 31) développe deux grandes charnières associées à une schistosité intense qui transpose la stratification : ces plis ont des axes/ S_0 proches de ceux de phase verte.

Le diagramme 32 illustre le caractère coaxial des déformations de phase rouge verte et orange, les dispersions qu'elles engendrent se recouvrant complètement.

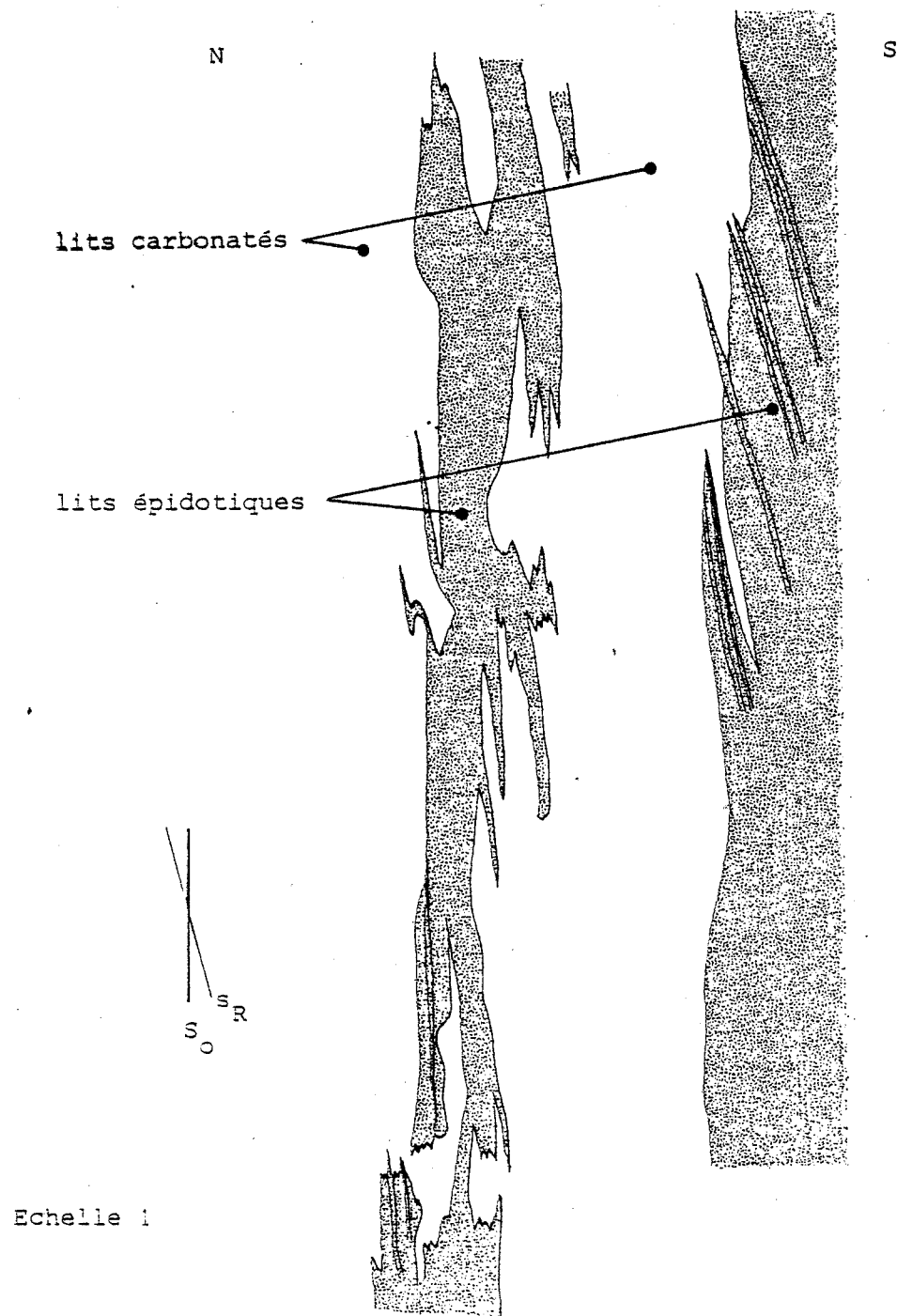
La coupe (cf. figure 40) restitue la géométrie de ce secteur.

3. ANALYSE DES DÉFORMATIONS SOUPLES DANS L'AURÉOLE DE MÉTAMORPHISME DE CONTACT DE L'INTRUSION GRANODIORITIQUE DE LA FOURQUE.

3.1. EVOLUTION DES ELEMENTS STRUCTURAUX A TRAVERS LE METAMORPHISME DE CONTACT.

L'intrusion composite de granodiorite de la *Fourque* développe une auréole de métamorphisme de contact qui transforme le sommet de la série grés-pélitique rubanée (c) en cornéennes siliceuses, les calcaires du faisceau noir (e) en marbres graphiteux rubanés et les barégiennes (g) en cornéennes calciques : à proximité immédiate de l'apex, ces roches sont massivement envahies par des silicates puis par des sulfures qui peuvent masquer les éléments structuraux.

Au sein d'un même niveau lithologique, marbré exclu, la schistosité rouge et la stratification restent discernables à travers toutes les transformations hormis l'envahissement par les sulfures : ainsi les deux litages, l'un grossier et irrégulier, l'autre fin et régulier visibles dans les cornéennes calciques et dans les skarnoïdes (roche dérivée des cornéennes calciques par skarnification) correspondent-ils respectivement à la stratification et à la schistosité précoce (cf. figure 41).



Transposition du litage grossier par le litage fin
cornéennes calciques

(Fig : 41)

DV 1486

Les schistosités liées aux phases verte et bleue apparaissent sous forme de fentes très fines, rares et discontinues, dans les charnières de pli.

3.2. LA PHASE ROUGE PRECEDE L'INTRUSION DE GRANODIORITE ET LES SKARNS (s.l.).

La chronologie entre les déformations de phase rouge d'une part, et l'intrusion de granodiorite "banale" et les minéralisations associées d'autre part est très claire. La granodiorite n'est pas orientée et les fronts métasomatiques des skarnoïdes sont guidés par les plans de schistosité précoce.

3.3. ANALYSE SECTORIELLE

Le domaine a été partagé en trois secteurs choisis de façon à retrouver les grandes structures mises en évidence au paragraphe 2.4. et à suivre leur évolution géométrique: pour des raisons pratiques, leurs limites sont déterminées en grande partie par des escarpements. L'ensemble de la coupe fait 800m de hauteur.

Secteur IV : carreau 1230 - *Bois d'Anglade* - verrou d'*Anglade* - carreau 1620

Secteur V : carreau 1620 - crête et balcon de la *Fourque*

Secteur VI : en galerie

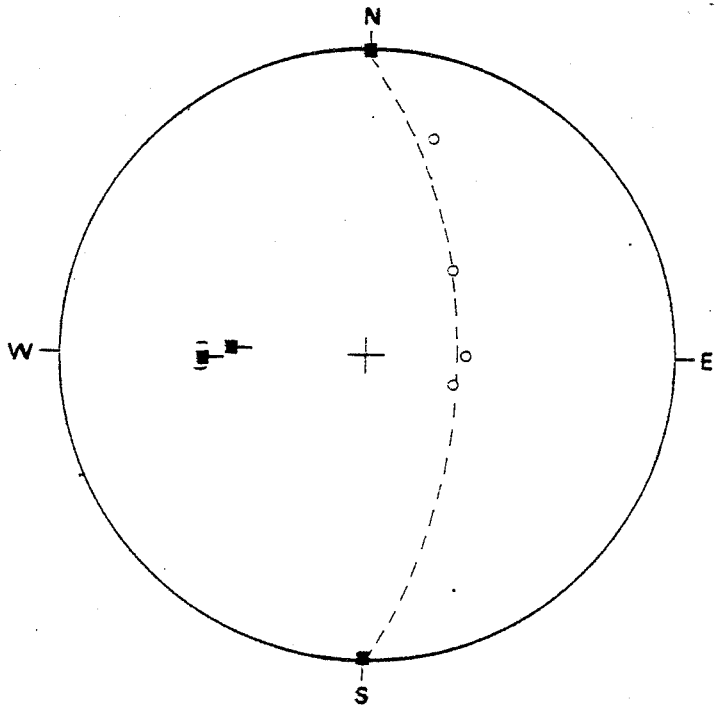
Les secteurs IV et V situés à des niveaux d'altitude croissante sont superposés au niveau VI qui est souterrain.

3.3.1. Secteur IV

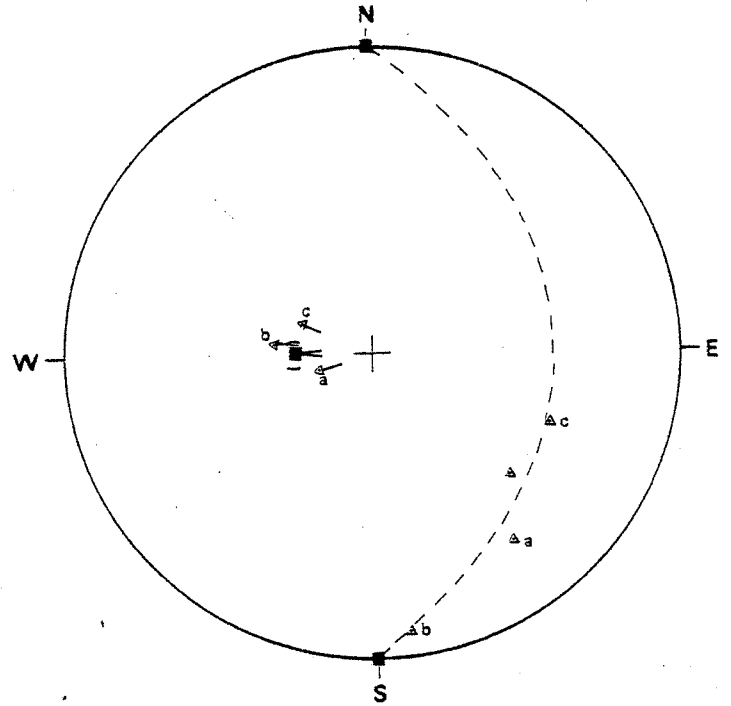
Sous le couvert forestier, la continuité des affleurements est médiocre. On observe de nombreuses petites structures tardives : la piste du carreau 1230 au cirque d'*Anglade* recoupe deux grandes structures précoces, "l'anticlinal de la cabane de *Saubé*" (diagrammes 19 et 20), le "synclinal du *Cougnets*" (diagrammes 25 et 27) ainsi que deux grandes structures vertes, la synforme de la barre de "*Saubé-Fontaret*" (diagrammes 13 et 28) et "l'antiforme du *Cougnets*" (diagramme 27).

3.3.1.1. *petites structures et superpositions*

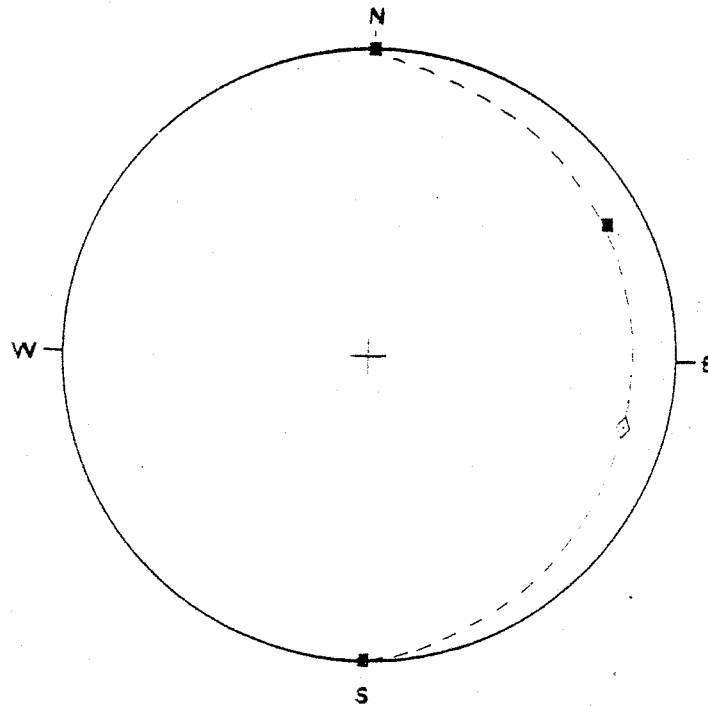
La phase bleue donne de fréquentes petites structures reprenant de petits plis de phase verte : les diagrammes 4 et 5 illustrent la géométrie de ces superpositions. Un autre exemple de ce type de superposition est fournie par les diagrammes 33 et 34. Les valeurs différentes (N 90 - 90) et (N 151 NE 82) des plans axiaux de phase bleue présentées par les diagrammes 4 et 34 peuvent se déduire l'une de l'autre par une déformation de phase marron dont des fractures (N 15 E 15) affectent le secteur (cf. diagramme 35).



33-s4. pli de phase bleue basculant
la stratification



34-s4. le même pli de phase bleue
dispersant la schistosité de
phase verte



35-s4. dispersion probable de la schistosité
de phase bleue par la phase marron

3.3.1.2. les grandes structures

On observe deux charnières synschisteuses précoces :

"L'anticlinal de la cabane de *Saubé*" est très discret , comme dans le secteur du *Cougnets*, et se signale par le changement du rapport schistosité de phase rouge-stratification en quelques mètres dans les cornéennes calciques : il est recoupé vers la cote 1280m par la piste du cirque d'*Anglade*.

Au verrou du cirque d'*Anglade* affleure le "synclinal du *Cougnets* (cf. diagramme 36). La schistosité peu pentée (N 20 NE 48) transpose la stratification.

Les grandes structures vertes :

le synclinal précédent est replissé par une antiforme responsable de la dispersion de la schistosité précoce (cf. diagramme 37) : le plan axial de cette structure (N 28 SE 74) a été prélevé un peu au Nord de la charnière et ne s'intègre pas tout à fait à la guirlande des pôles de schistosité de phase précoce : sa position inhabituelle s'explique par une déformation de phase marron ou de phase bleue (cf. diagramme 43). On note sur le diagramme 38 que les dispersions de la stratification engendrées par les phases verte et rouge se superposent et ces structures sont donc coaxiales.

Enfin, on retrouve, au Nord du verrou d'*Anglade* la synforme suivie depuis la barre de *Saubé-Fontaret*, dont le plan axial, ondulé par la phase orange, a pour valeur (N 90 S 82) et (N 90 N 82) et l'axe/ S_0 [N 86 E 20]. (cf. diagrammes 39 et 40).

3.3.1.3. synthèse sectorielle

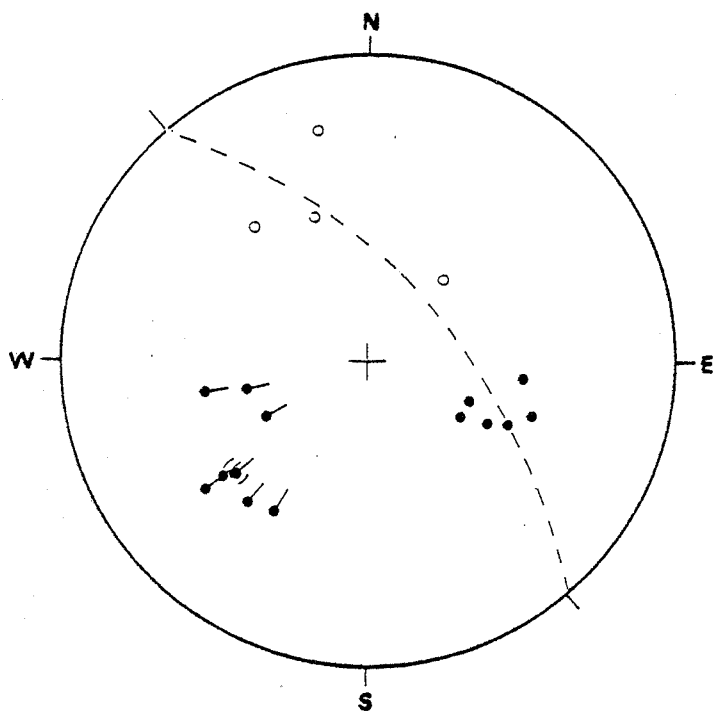
Les phases ultra-tardives marron et orange sont bien représentées à l'affleurement (cf. diagramme 41) :

la phase marron (N 15 E 15) disperse les plans à pendage raide c'est-à-dire les schistosités de phases verte, bleue et rouge et la stratification verticalisée -

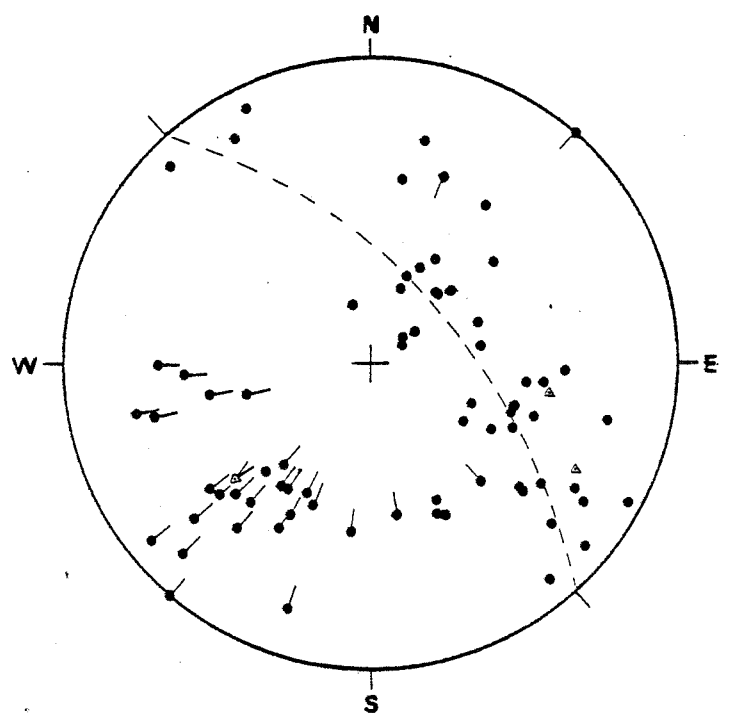
la phase orange a des plans axiaux de direction variable et sont faiblement pentés (moins de 30°) : elle ondule la stratification , les schistosités et les plans axiaux des phases rouge, verte et bleue qui pendent alternativement vers le Sud et vers le Nord (cf. diagrammes 42 et 43).

Deux phases tardives affectent le secteur :

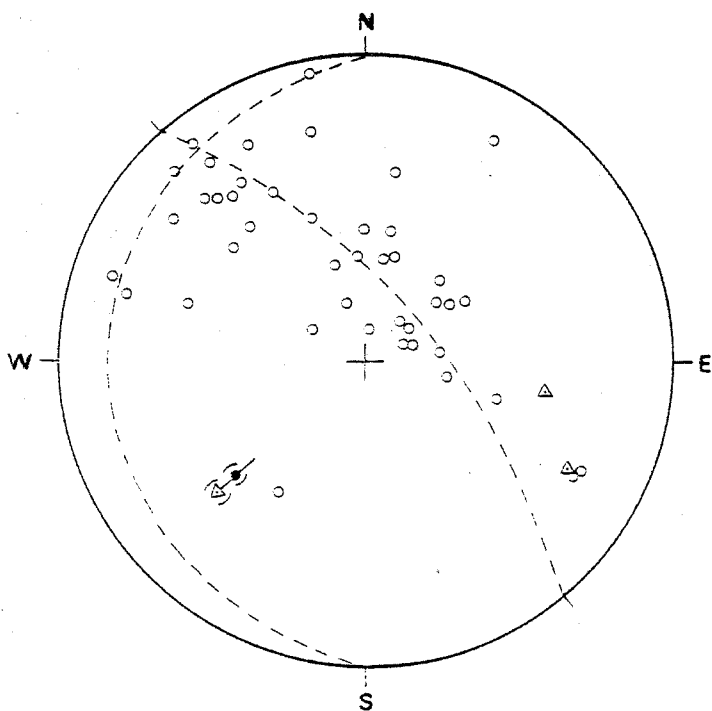
la phase bleue (cf. diagramme 42) donne de nombreux plis ouverts à charnière ronde et à plans axiaux raides (N 90 - 90) à (N 150 - 90). Elle bascule de façon importante les phases rouge et verte (cf. diagramme 43) faisant apparaître par exemple pour cette dernière, des plans axiaux subhorizontaux. Dans ce secteur, les axes/ S_0 sont fréquemment Est-Ouest avec un pendage de 30 à 60° vers l'Est.



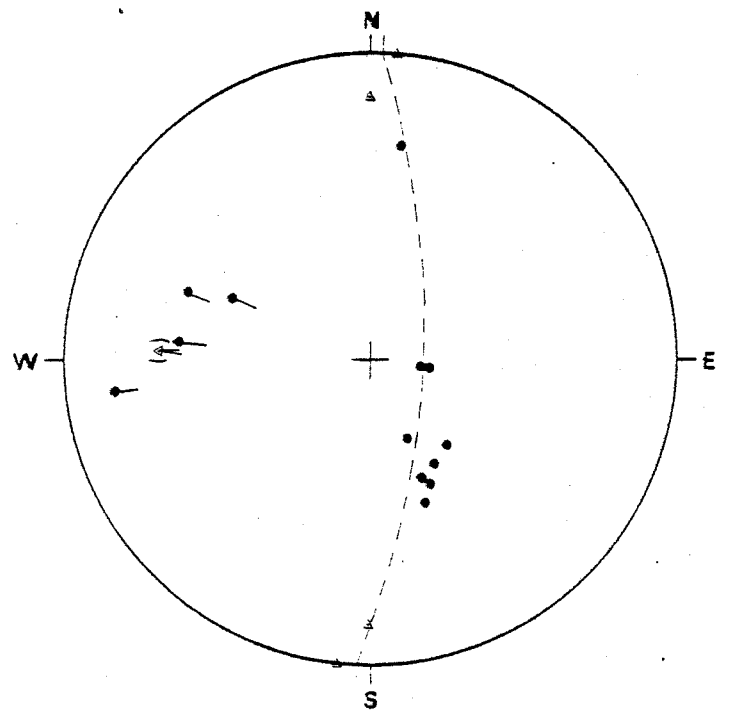
36- s4. grand synclinal précoce
affleurant au verrou d'Anglade



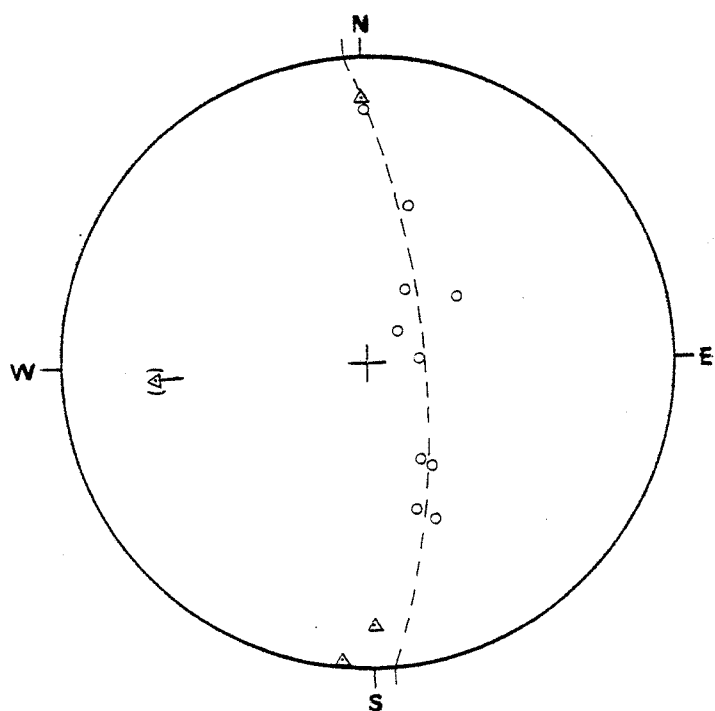
37- s4. grand antiforme de phase verte
du verrou d'Anglade



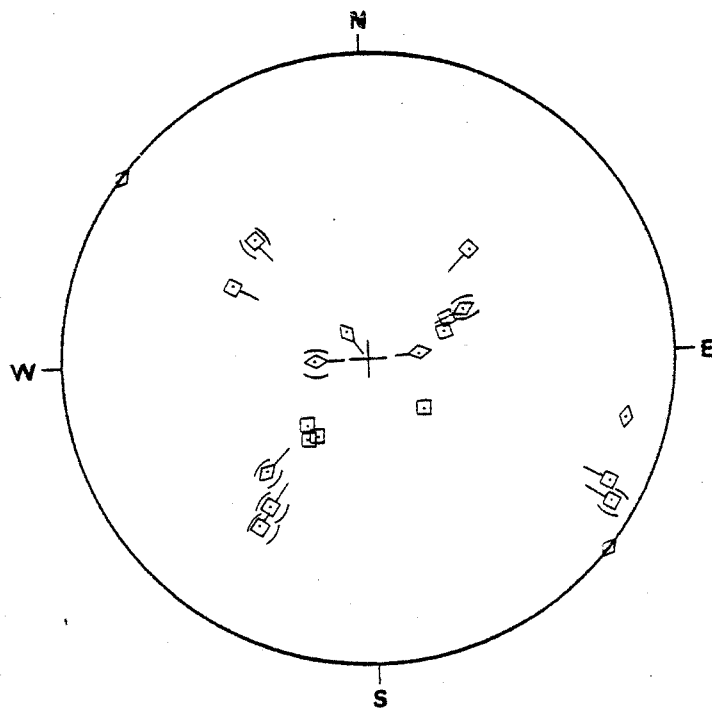
38- s4. superposition des dispersions
de la stratification dues aux phases
rouge et verte



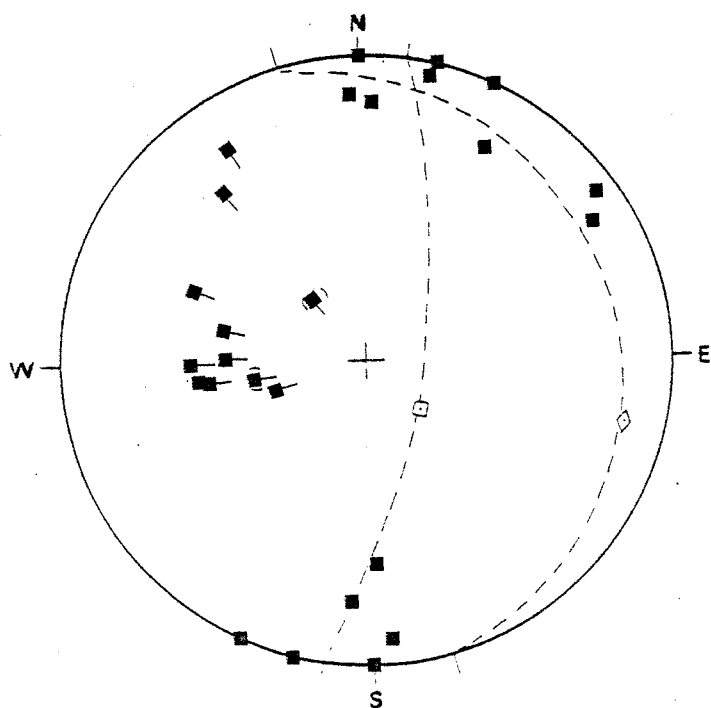
39- s4. grand synforme de phase verte
affleurant entre le verrou d'Anglade
et le carreau 1535



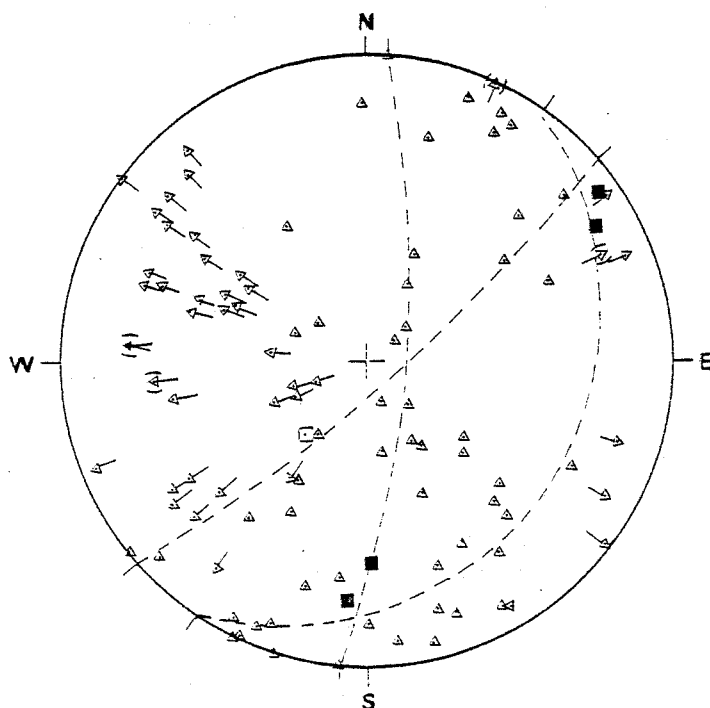
40- s4. grand synforme de phase verte
affleurant entre le verrou d'Anglade
et le carreau 1535



41- s4. diagramme collectif des phases
ultra-tardives



42- s4. diagramme collectif de la phase
tardive bleue



43- s4. diagramme collectif de la phase
tardive verte

la phase verte (cf. diagramme 43) détermine des plis de toutes dimensions dont une antiforme et une synforme d'échelle cartographique. Les plans axiaux très dispersés par les phases bleue, marron et orange se répartissent en deux groupes : le premier varie en direction de N 30 à N 120 et en pendages de 10 à 90°; pour le second, les directions varient de N 110 à N 140 et les pendages de 60 à 90°. Bien que proches, les axes/ S_0 de phase verte et bleue ne coïncident pas : ces deux phases ne sont pas coaxiales. Le diagramme 44 rassemblant les mesures de stratification sur l'ensemble du secteur illustre ce fait : les phases rouge et verte, coaxiales, ne peuvent expliquer la distribution des plans de stratification si large : la phase bleue au contraire peut faire apparaître des plans du type (N 60 SE 55) et (N 30 SE 60).

la phase rouge donne deux grandes structures dont les éléments structuraux sont très dispersés (cf. diagramme 45) notamment par la phase verte : les mesures de la schistosité précoce, très dépendantes de la présence des barégiennes, ne sont pas représentatives de l'ensemble du secteur car elles ont été prélevées principalement au verrou d'Anglade : on peut noter cependant, par comparaison avec les diagrammes récapitulatifs 16, 23 et 31, qu'il apparaît beaucoup de plans de schistosité à pendage Sud-Est ayant pour cause probable les déformations de phase bleue (cf. diagramme 45).

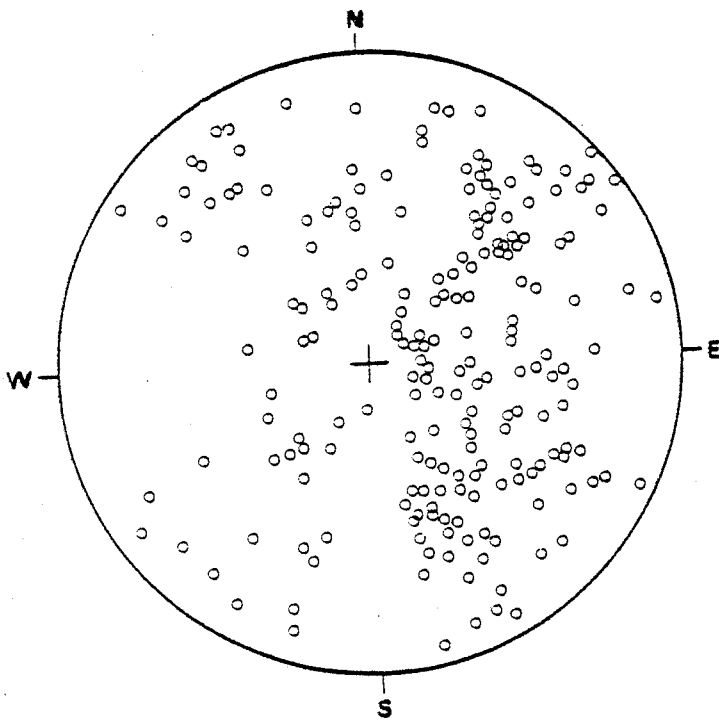
En conclusion ; les phases de plissement mises en évidence en dehors de l'aurole de métamorphisme de contact se retrouvent dans celle-ci sans modification importante et on peut suivre les grandes structures associées. Un fait nouveau est marqué par l'intersection dans ce secteur de plis de phase bleue qui modifient la géométrie des structures préexistantes.

3.3.2. Secteur V

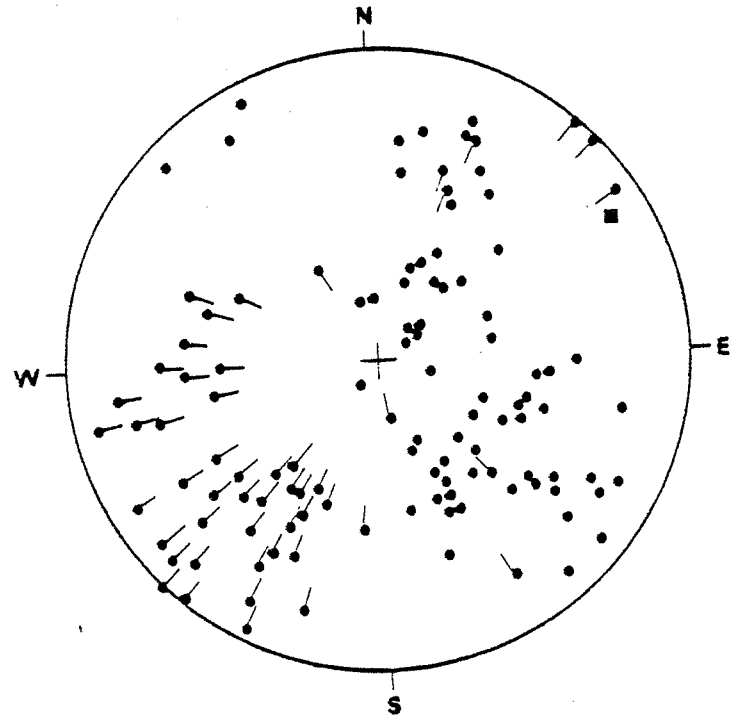
3.3.2.1. *petites structures*

On peut voir à l'affleurement les faciès métamorphiques des barégiennes (g) et des calcaires (e), (h) et (i) affectés par de nombreux plis de phase verte (diagramme 46).

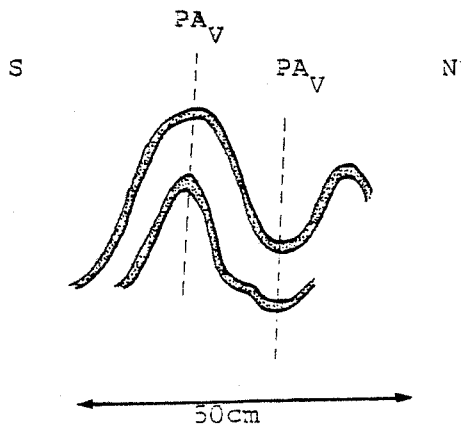
Ces roches, ainsi que des sills de microgranite et des filonnets de skarn sont déformés en plis droits ouverts à plan axial subvertical évoquant des plis de phase bleue (cf. diagrammes 47, 48, 49) : mais en l'absence de superposition observée sur ce secteur, la distinction entre ces plis et ceux de phase verte est délicate. Toutefois on est assuré qu'une partie des phénomènes magmatiques et métasomatiques sont antérieurs, au moins, au développement de la phase bleue.



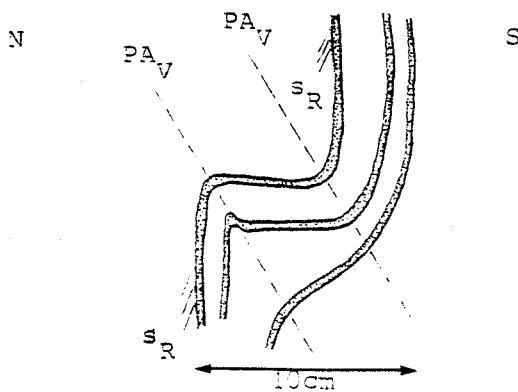
44- s4. diagramme collectif des plans de stratification



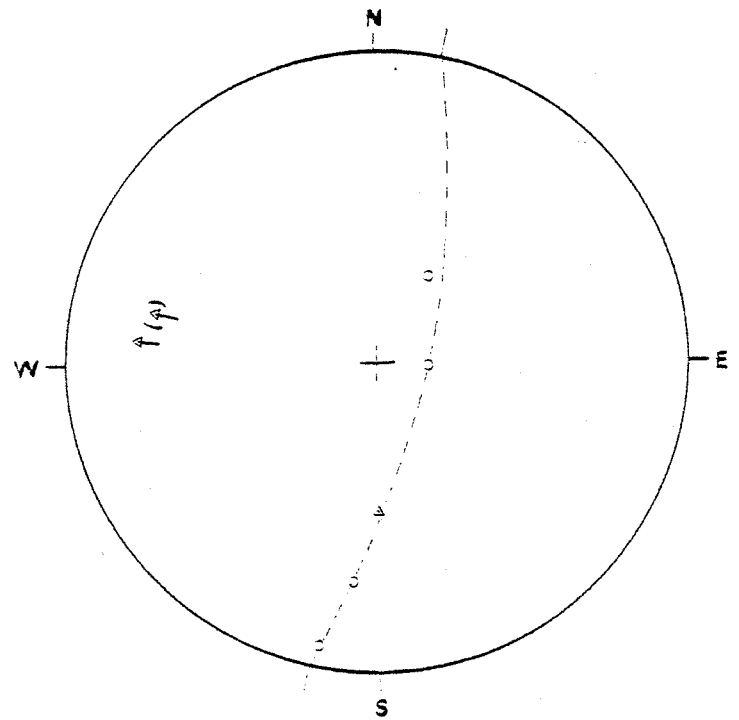
45- s4. diagramme collectif de la phase rouge



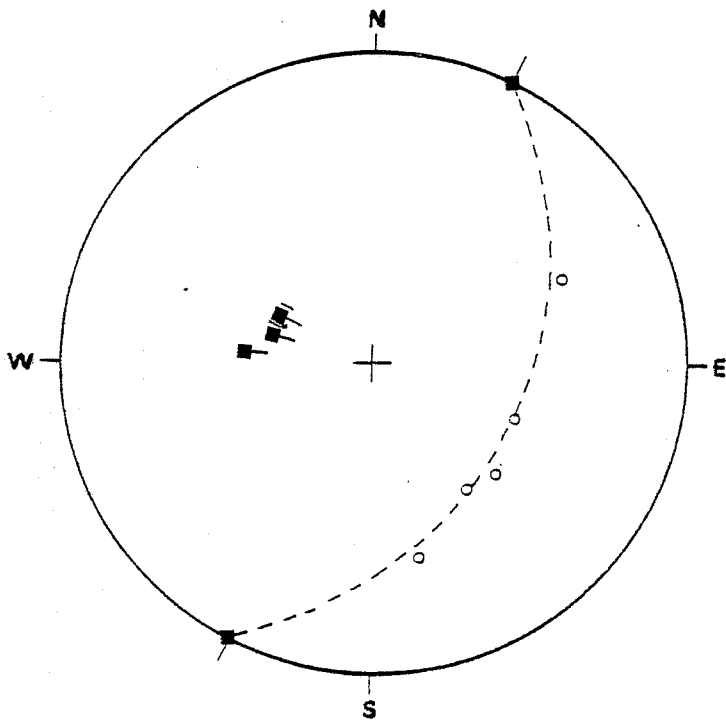
Charnière de pli de phase verte
ravin de La Fourque
(fig.42)



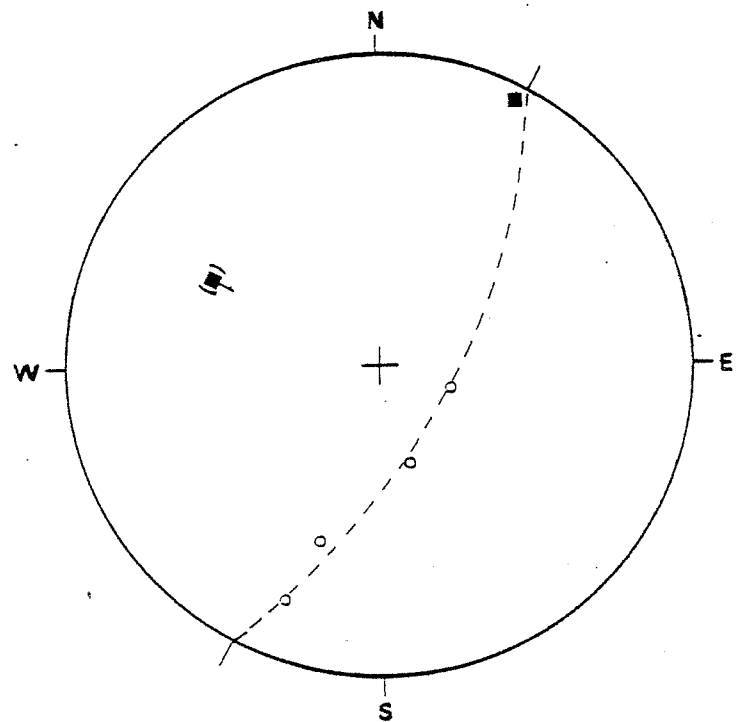
Plis disharmoniques de phase verte
ravin de La Fourque (fig.43)



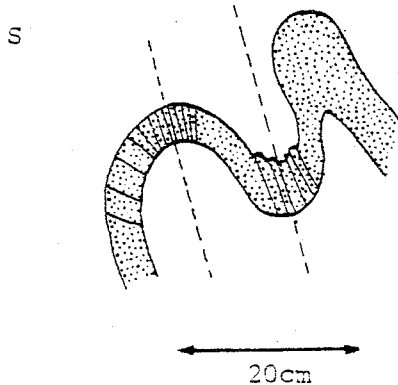
46- s5. pli de phase verte dans les
cornéennes calcaïques
(cf.fig. 42 et 43)



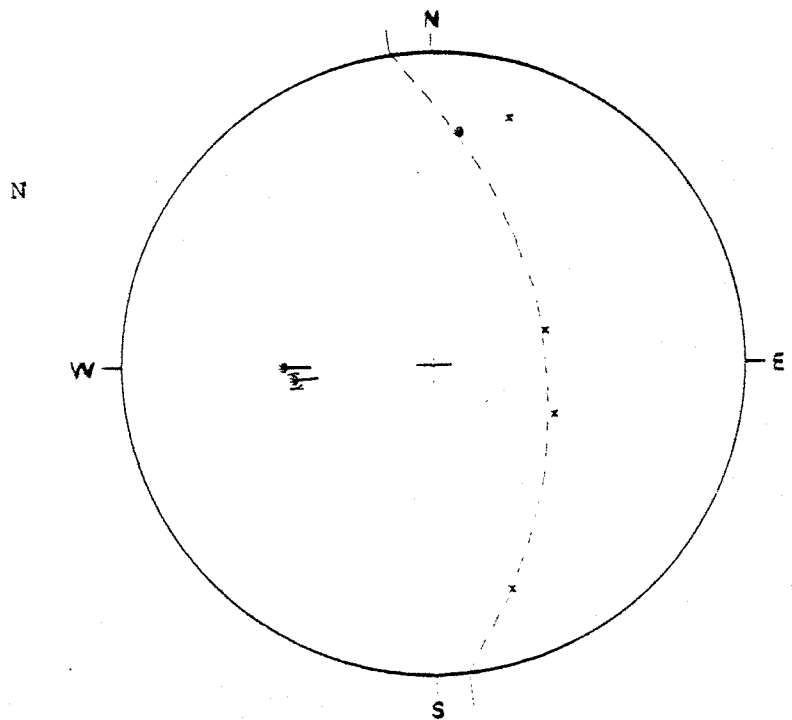
47- s5. pli de phase bleue dans les cornéennes calciques



48- s5. pli de phase bleue affectant un sill de microgranite



Pli tardif d'un filonnet de skarn - ravin de la Fourque (fig. 44)



* P.A.

x éponte d'un filonnet de skarn

49- s5. pli d'un filonnet de skarn (cf. fig. 44)

3.3.2.2. les grandes structures

On retrouve au Sud de la crête qui court du point coté 2098 au *Pic de la Fourque* les deux grandes structures antiforme et synforme de phase verte décrites au paragraphe 3.3.1.2 : le diagramme 50 correspondant à la synforme montre la schistosité précoce dispersée le long d'un grand cercle d'axe/ S_r [N 107 SE 21] et de plan axial (N 103 N 76). Au Nord de la crête on recoupe une antiforme puis, au col de *la Fourque* même, une synforme toutes deux de phase verte. Cette synforme, admet pour plan axial moyen la valeur (N 80 N 80) et pour axe/ S_o [N 72 E 40] : elle est reprise par une phase(jaune?)de plissement associée à un débit de fractures frustes (N 155 E 85) puis découpée par un ensemble de failles Est-Ouest subverticales.(cf.diagramme 51).

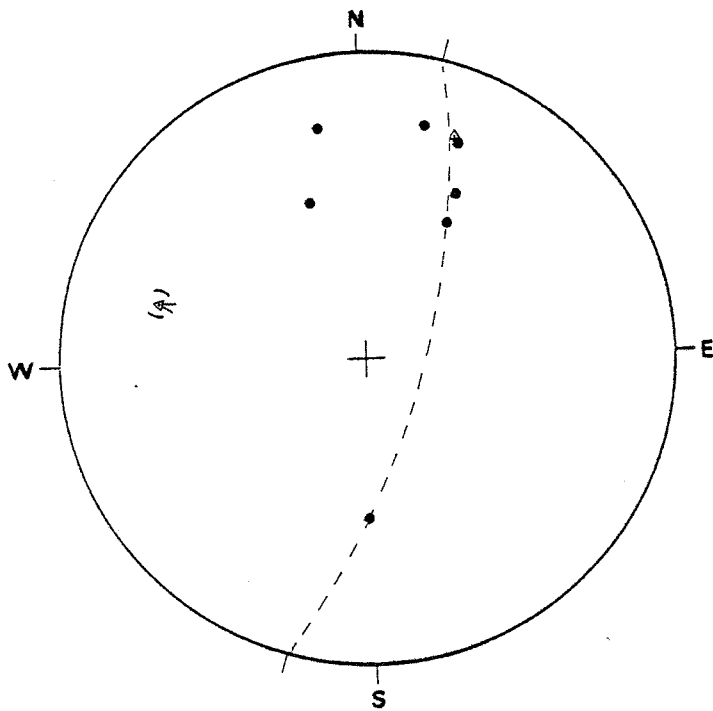
Enfin, le grand synclinal précoce "*du Cougnets*" qui passe au verrou d'*Anglade* se signale par l'inversion du rapport schistosité précoce-stratification : il est repris successivement par toutes les grandes structures de phase verte et se retrouve en bordure de l' intrusion de granodiorite de *la Fourque* à l'aplomb des travaux miniers. Une charnière précoce très proche du synclinal précédent, séparée de lui par une apophyse de granodiorite, affecte les cornéennes calciques et les skarnoïdes à schéelite et pyrrhotite exploités en carrière en amont du quartier minier "*le golfe*" et vient buter contre l'intrusion magmatique.

3.3.2.3. synthèse sectorielle

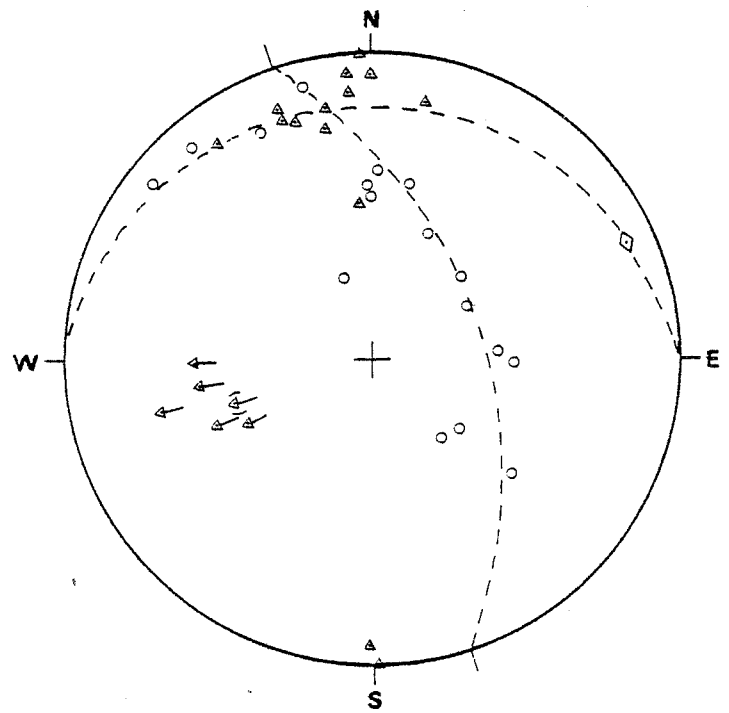
Les phases ultra-tardives, orange, jaune et marron, sont mal exprimées à l'affleurement : cependant, à l'échelle du secteur leurs effets sont sensibles comme en témoigne la dispersion des plans axiaux de phase verte (cf.diagramme 53)

Les phases tardives verte et bleue sont délicates à séparer : sur le diagramme 52 nous avons reporté les plis ouverts à flancs droits caractéristiques par leur charnière fendue associée à de rares fractures limitées à la zone de charnière (plis fréquents sur le carreau 1620). On constate que les plans axiaux ont des valeurs (N 97-90) à (N 130-90) semblables à celles fournies par la phase bleue dans ce secteur:les axes/ S_o sont raides [N 110 E 50] à [N 110 E 80].

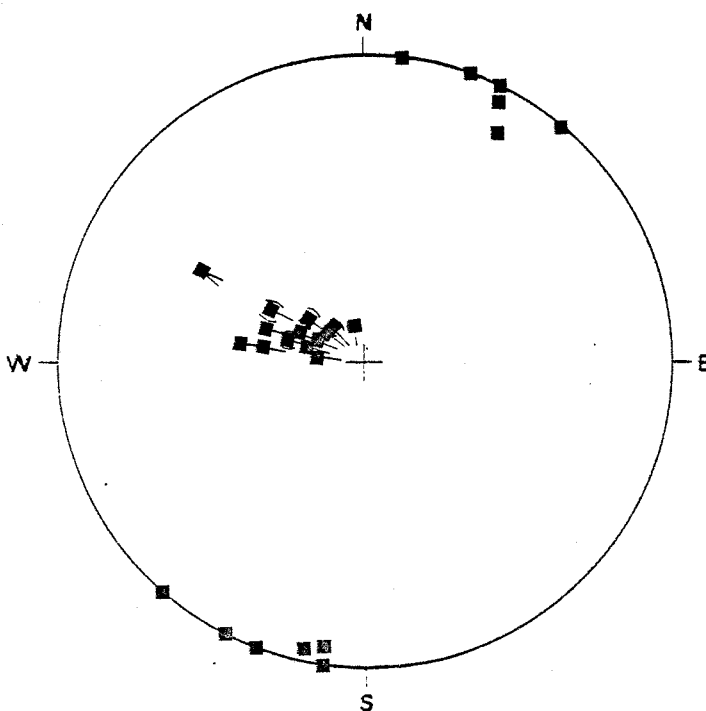
Sur le diagramme 53 ont été reportés les plis dont les éléments structuraux ont permis d'identifier clairement la phase verte. Les plans axiaux se répartissent à proximité de la valeur (N 80 N 80) et sont dispersés par la phase jaune. Il faut noter que les plans axiaux peu pentés et les forts pendages des axes/ S_o des structures de phase verte inexplicables par des déformations de phase jaune ou marron ont pour origine des plissements de phase bleue (cf.diagramme 43).



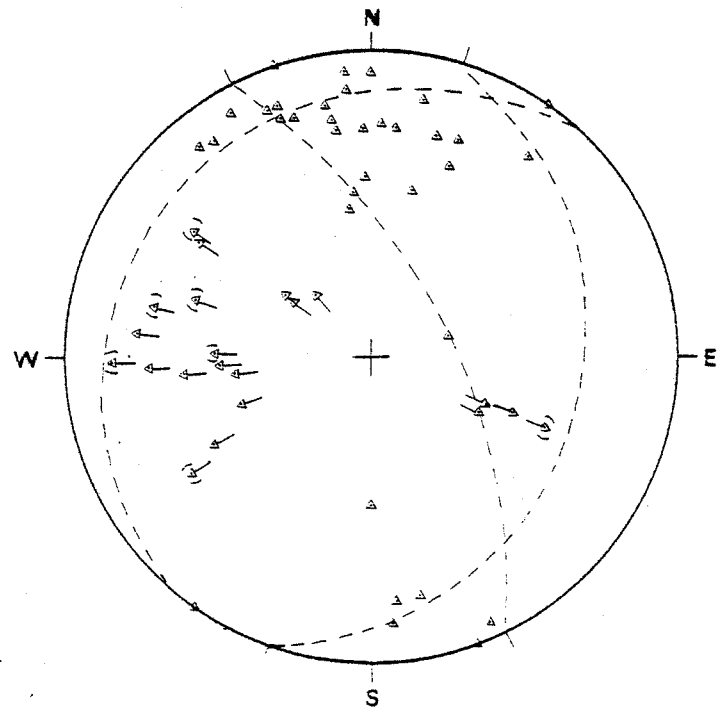
50- s5. grande synforme de phase verte
affleurant entre le col de la *Fourque*
et le pt coté 2098



51- s5. grande synforme de phase verte
du Col de la *Fourque*



52- s5. diagramme collectif de la
phase bleue



53- s5. diagramme collectif de la phase
verte

La phase rouge donne au moins une grande structure synclinale reprise par la phase verte (cf. diagramme 54) : la linéation précoce est distribuée dans un grand cercle de pôle (N 100 N 40) qui recouvre les dispersions de phases verte et bleue. On constate que le quartier minéralisé du "golfe s.1" est développé aux dépens de barégiennes engagées dans une grande structure de phase rouge.

Le diagramme 55 comparable au diagramme 44 illustre les dispersions engendrées par la superposition des différentes phases de plis et notamment celles de phase bleue.

3.3.3. Secteur VI (mine du 1230 au 1620)

3.3.3.1. petites structures

On retrouve en mine toutes les structures mises en évidence à l'extérieur : les difficultés proviennent des conditions d'observation, les galeries subparallèles aux structures n'offrant les affleurements qu'en section ce qui prive la majorité des plis des mesures de leur plan axial... L'étude en galerie offre un certain nombre de relations entre les minéralisations et la tectonique souple.

- phase rouge : aucune structure plissée de petite dimension n'a été vue. Par contre on observe parfaitement le rapport schistosité-stratification toujours bien exposé dans les cornéennes calciques et dans les skarnoïdes non pyrrhotinisés : en particulier dans le quartier "Véronique", le litage fin et régulier est oblique et transpose le litage grossier affectant ces roches que l'on peut interpréter comme la stratification reprise par la schistosité rouge (cf. figure 41).

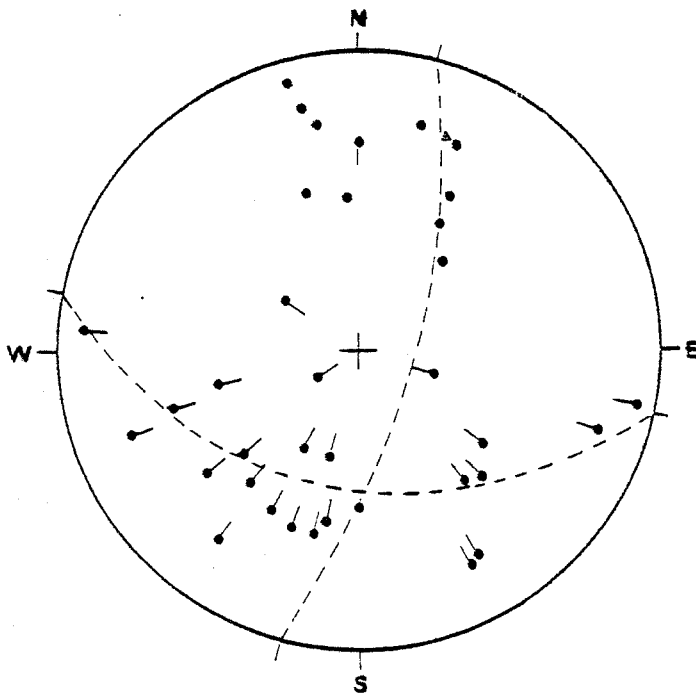
- phase verte : le pli de la galerie du 1619 fournit un bon exemple de structure verte : ce pli est relativement disharmonique dans le détail (cf. fig. 45 et diagramme n° 56). Il est accompagné, dans la charnière, d'une schistosité de fractures de plan axial très espacées. (N 60 NW 65).

- phase bleue : en l'absence de pli intégralement mesurable, il n'y a pas de bon exemple à fournir.

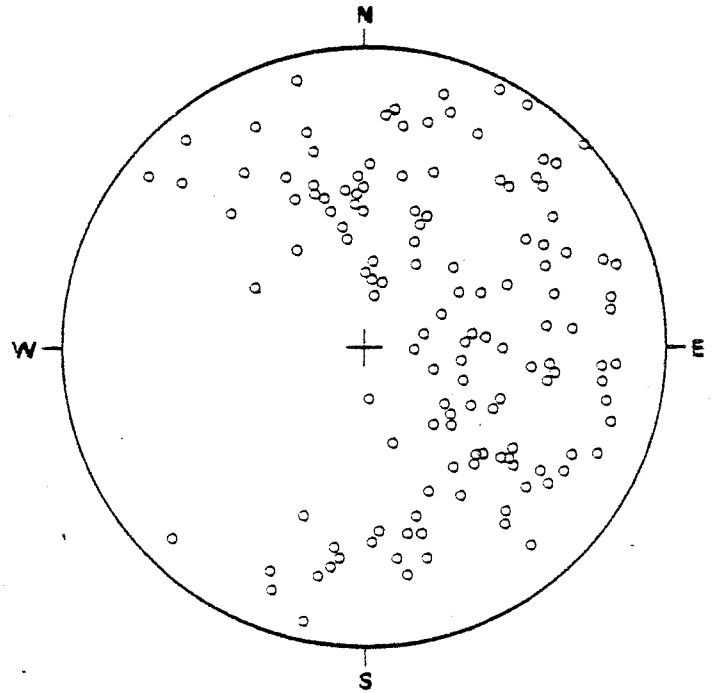
- phase ultra-tardives : les phases orange et marron sont bien développées et exposées en galerie. Une ondulation aschisteuse métrique de la stratification est présentée sur le diagramme 57 : son plan axial a pour valeur (N 54 SE 28).

3.3.3.2. superpositions

Le diagramme 58 présente la dispersion des plans axiaux de phase verte observée entre le 1620 et le 1619 : bien que les plans axiaux de la phase responsable de cette dispersion ne soient pas exprimés, on peut supputer une action de phase bleue (cf. diagramme 43).



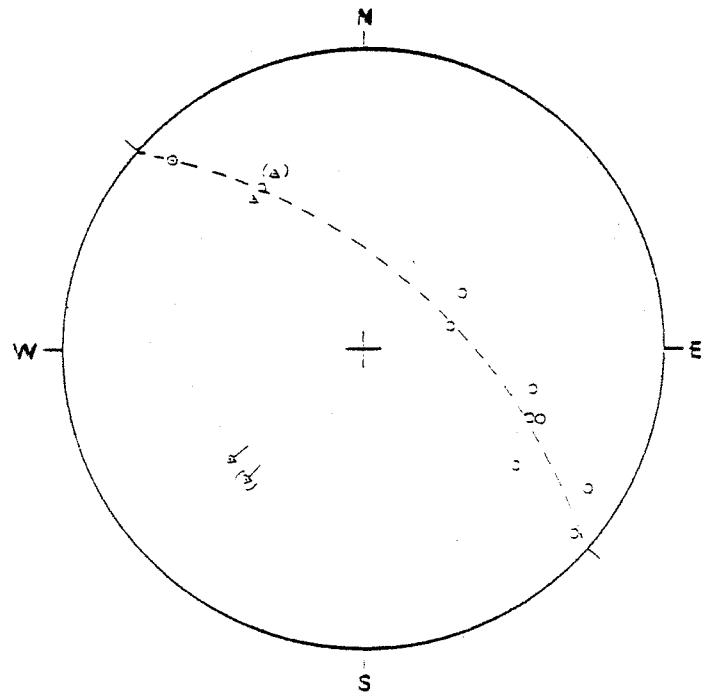
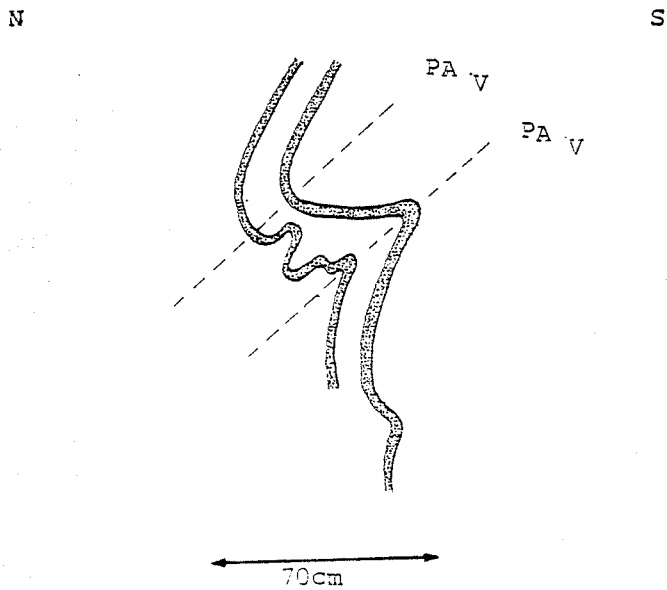
54- s5. diagramme collectif de la phase rouge



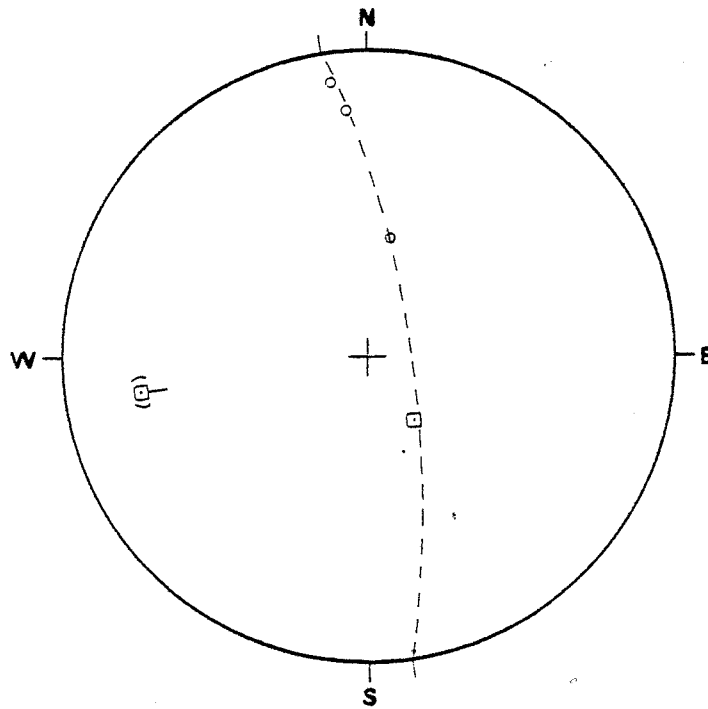
55- s5. diagramme collectif des plans de stratification

(fig. 45)

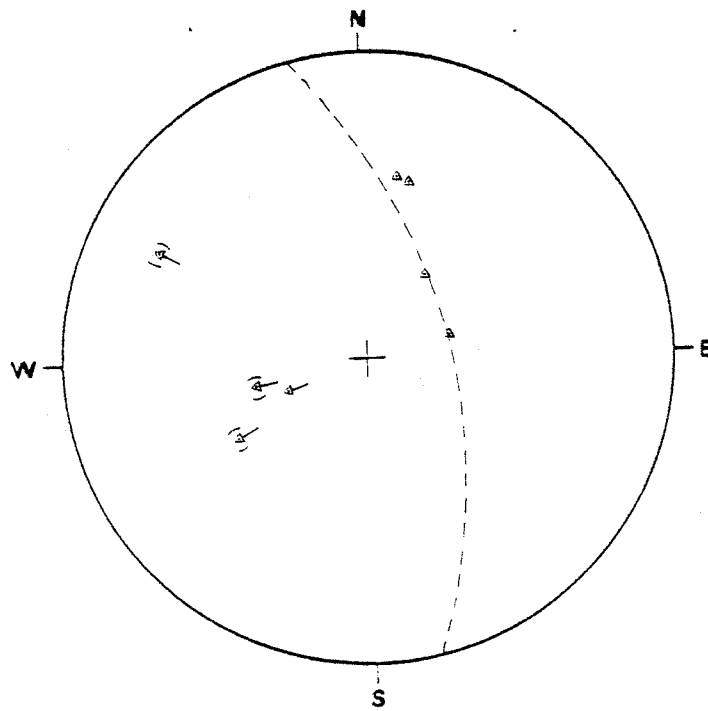
Phase verte : pli disharmonique dans les cornéennes très calciques - 1619



56- s6. pli de phase verte dans les cornéennes calciques : niveau 1619 (cf.fig.45)



57- s6. ondulation de phase orange
niveau 1430



58- s6. dispersion des schistosités de phase
verte - niveaux 1619 et 1620

3.3.3.3. *synthèse sectorielle et grandes structures*

= phase rouge : l'analyse régulière des rapports schistosité précocestratification indique de fortes obliquités correspondant soit à des plis de flanc, soit à la proximité d'une charnière en quatre régions;

- au niveau 1620 vers le fond (coté W)
- dans le quartier du *golfe* (s.l.)
- dans le quartier *Véronique* à tous les niveaux
- dans le quartier *S.C.* au niveau L 1432 notamment.

A l'échelle de la mine on constate l'inversion de ce rapport et donc l'existence d'une charnière de phase rouge entre *Véronique* et le *golfe* (s.l.) d'une part et le *S.C.* d'autre part.

= phase verte :

La galerie 1620 recoupe une synforme verte d'axe/ S_0 [N 60 NE 31] et de plan axial (N 63 N 68) (cf.diag. 60).

= phase bleue :

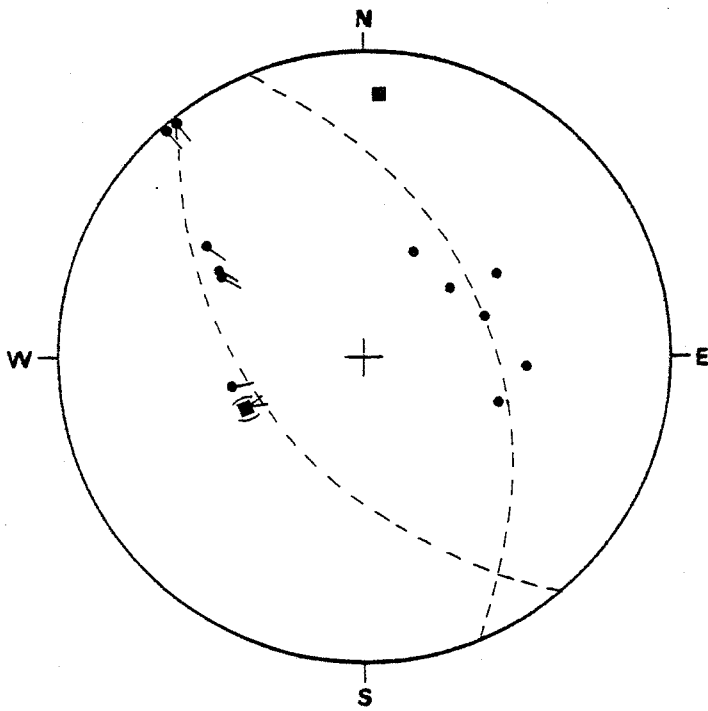
La galerie de recherche L 1432 recoupe une vaste antiforme d'axe/ S_r [N 67 NE 46] et de plan axial (N 93 N 81) (cf.diag. 59). Ce plan axial, légèrement écarté de la guirlande de dispersion des schistosités précoces n'a pas été mesuré directement dans la zone de charnière : il provient d'un pli de flanc situé à quelque distance (DV 1452 Est).

Les diagrammes collectifs 61-62-63 indiquent la géométrie des structures mesurées en galerie.

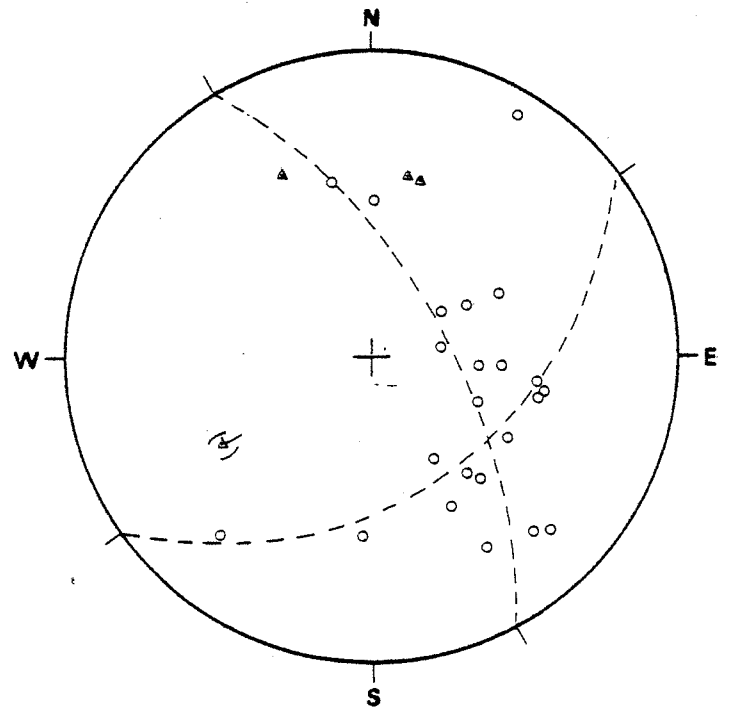
3.3.3.4. *antériorité de l'intrusion de granodiorite "banale" par rapport à la phase bleue*

Aux niveaux DV 1452 Est et DV 1470 Est, des filonnets minéralisés en quartz noir et schéelite et une mylonite recoupant la granodiorite "banale" qui représente une intrusion tardive de l'apex composite de *la Fourque*, sont affectés par des plis tardifs à charnière ronde associés à de rares fractures de plan axial (cf.diagrammes 64 et 65) : s'il est difficile de décider si ces plis sont de phase verte ou bleue, on peut affirmer que la granodiorite est affectée au moins par la phase bleue.

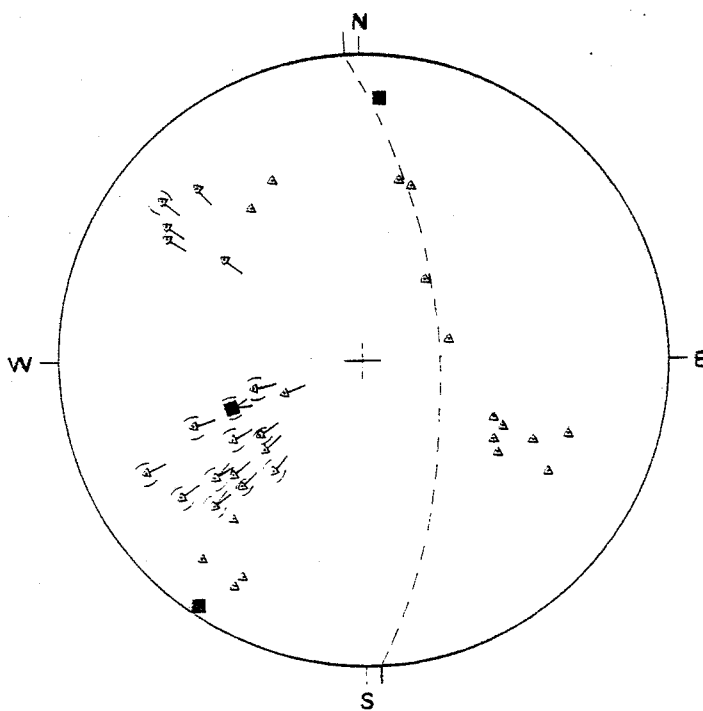
Le diagramme 66 présente la même mylonite plissée par la phase marron.



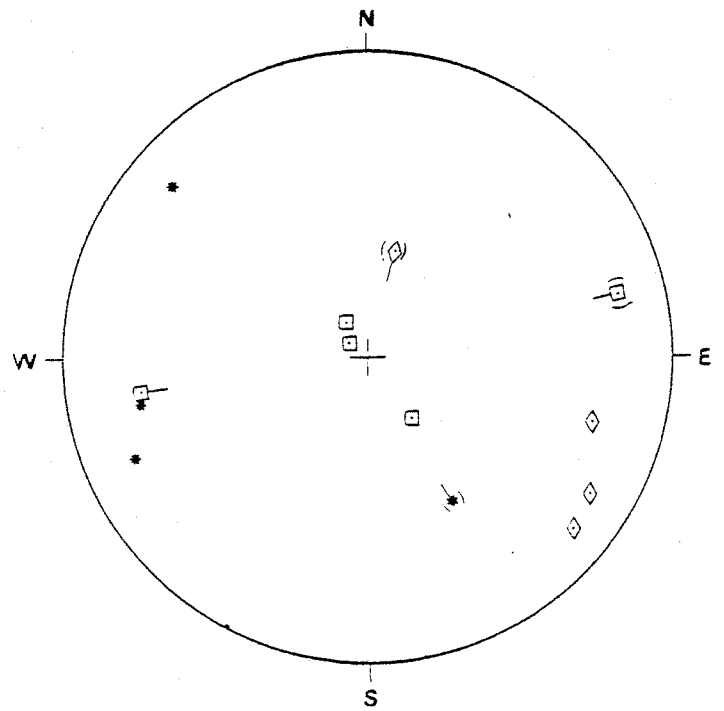
59- s5. grande antiforme de phase
bleue du niveau L 1432



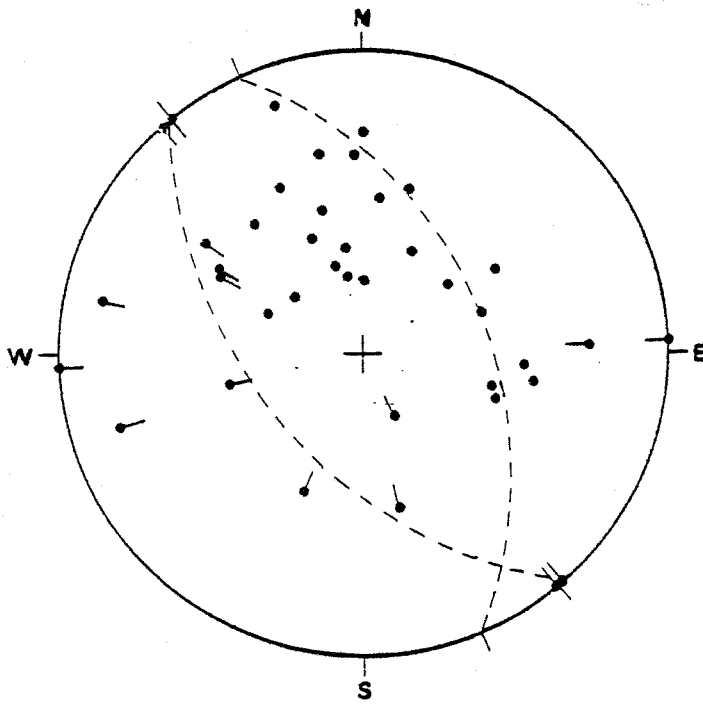
60- s5. synforme de phase verte
niveau 1620



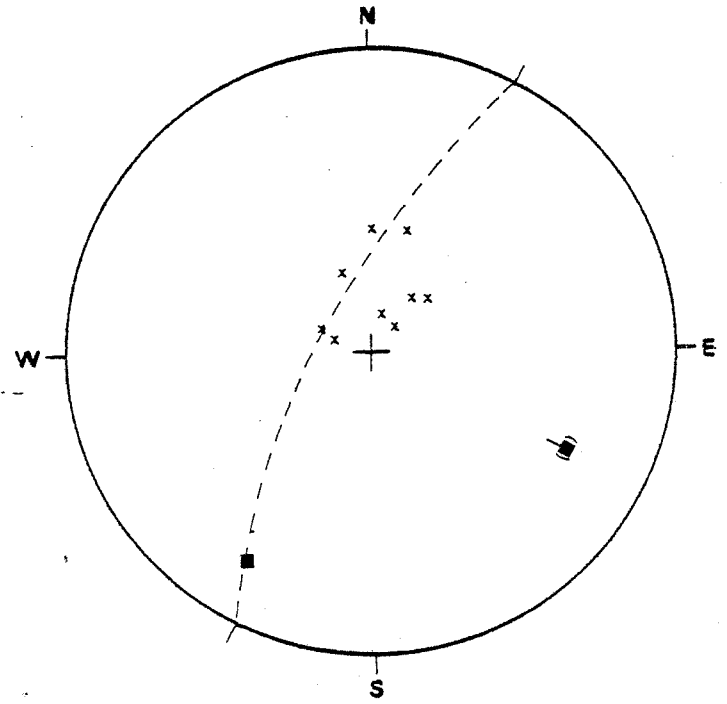
62- s5. diagramme collectif des
phases verte et bleue



61- s5. diagramme collectif des phases
ultra-tardives

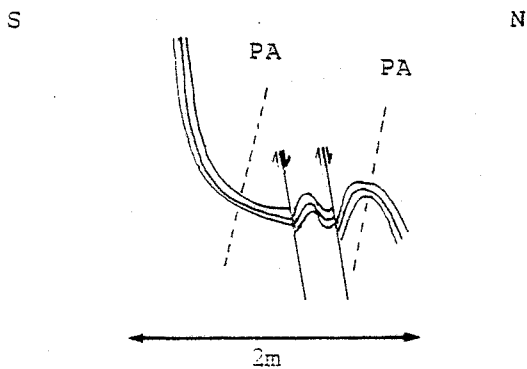


63- s5. diagramme collectif de la phase rouge

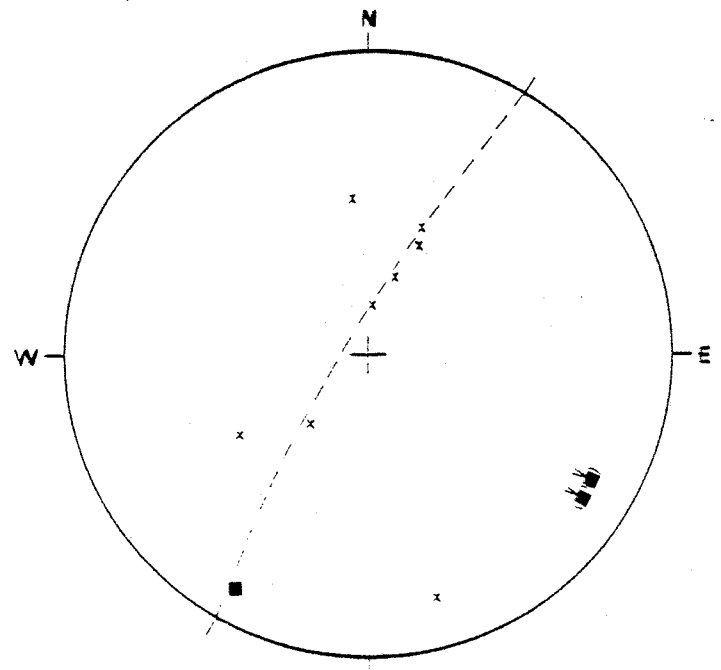


* éponte de filon

64- s5. pli de phase bleue affectant des filons de quartz noir
DV 1470

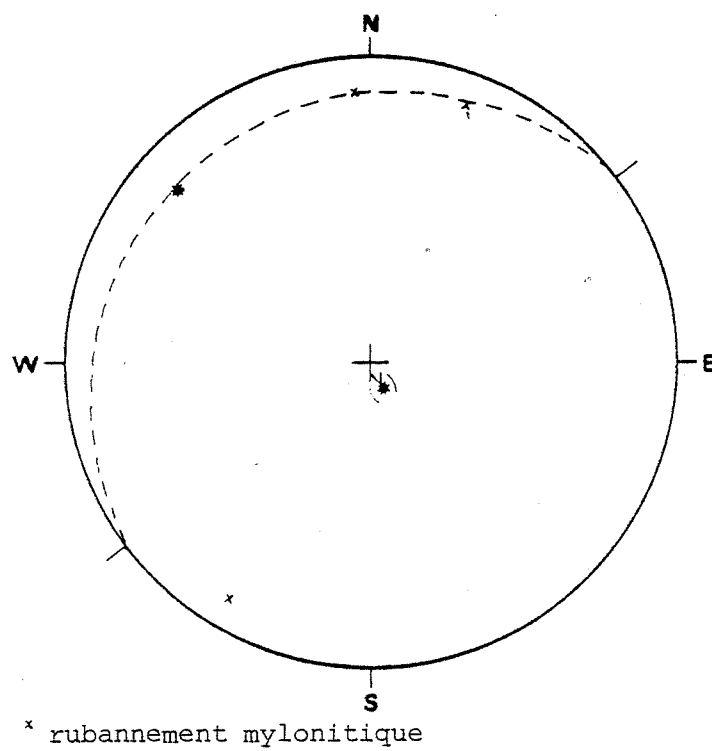


Pli tardif d'une mylonite DV 1470
(fig. 46)



* rubannement mylonitique

65- s5. pli de phase bleue affectant la granodiorite mylonitisée
DV 1470 (cf. fig. 46)



66- s5. pli de phase jaune déformant la
granodiorite mylonitisée
DV 1452

4. ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE STRUCTURALE

Après avoir reconnu les différentes phases de plissement et la géométrie de leurs superpositions, la carte structurale sur laquelle sont reportées l'intersection des plans axiaux des structures majeures avec la surface topographique permet d'articuler les secteurs d'étude entre eux et de visualiser ces grandes structures. (cf.annexe I).

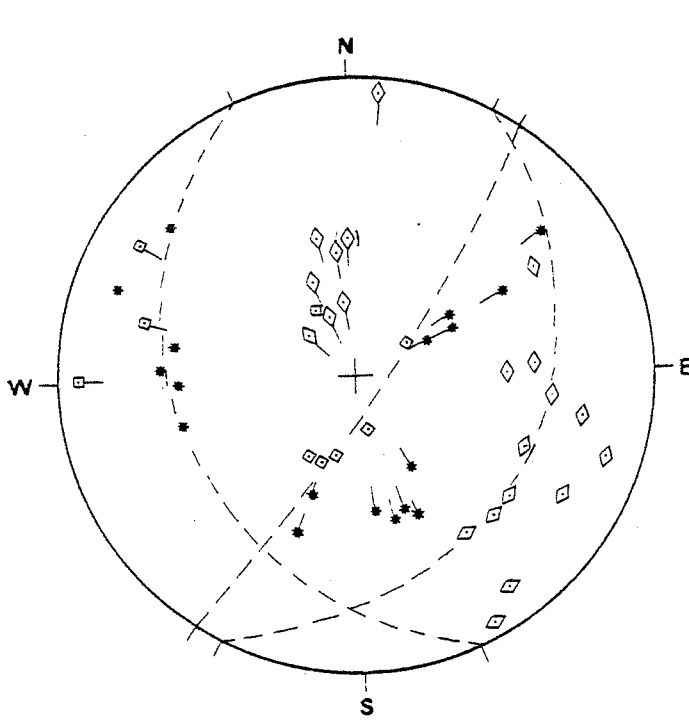
4.1. VIRGATION DES GRANDES STRUCTURES DE PHASES ROUGE ET VERTE AU DROIT DE LA MINE.

Les données microtectoniques des éléments structuraux des phases verte et rouge et la flexure cartographique des grandes charnières précoces indiquent une importante virgation des directions de phases verte et rouge immédiatement au Sud Ouest des bâtiments de la mine : elle s'accompagne de nombreux plis de phase bleue.

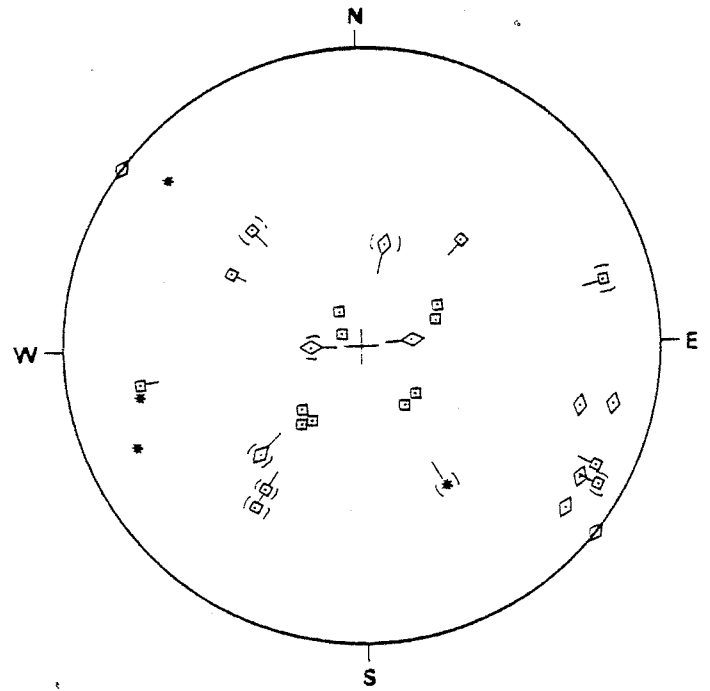
4.1.1. Données microtectoniques

Les phases ultra-tardives ont des plans axiaux à pendage à peu près constant d'Est en Ouest, les variations de direction étant attribuables à une disposition en éventail : les axes/So, régulièrement regroupés dans les secteurs I, II et III, sont nettement plus dispersés à l'Ouest des bâtiments de la mine dans les secteurs IV,V et VI (cf.diagrammes 67 et 68).

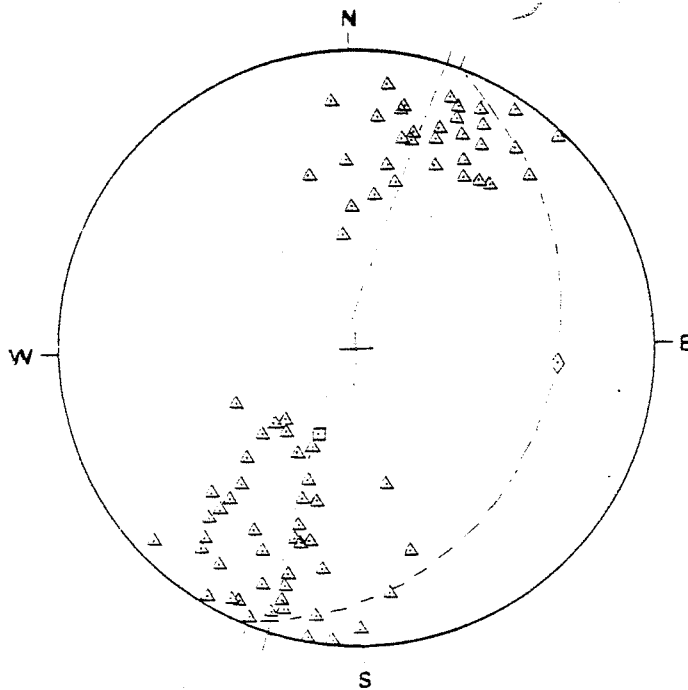
Tout différent est le comportement des plans axiaux de phases verte et rouge. A l'Est de la mine (illustré par le diagramme collectif n° 69 rassemblant les données prélevées dans les secteurs I, II et III) les plans axiaux de phase verte ont des valeurs moyennes de l'ordre de (N 120 S 60) et de (N 120 N 70) se déduisant l'une de l'autre par des ondulations de phase orange. Vers l'Ouest de la mine (illustré par le diagramme n° 70 où sont reportées les mesures prélevées dans les secteurs V et VI) ces valeurs basculent progressivement à (N 80 S 80) puis à (N 40 SE 60) et enfin à (N 80 N 80). De même la schistosité précoce répartie sur un grand cercle de pôle N 18 E 70 à l'Est du *Cougnets* (cf.diagramme n° 71, secteur III) est-elle dispersée le long de grands cercles de pôle N 156 W 45 dans le secteur VI (cf.diagramme 72).



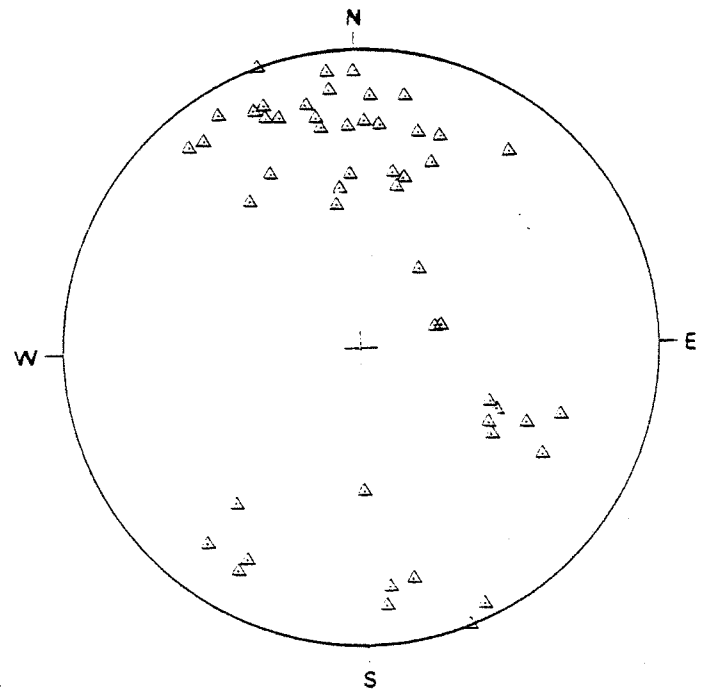
67- s1.2.3. diagramme collectif des phases ultra-tardives à l'Est des bâtiments de la mine



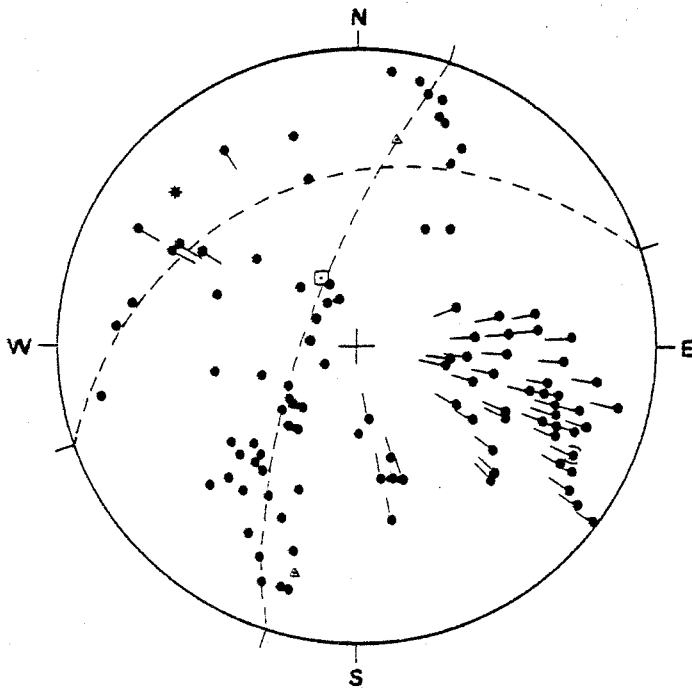
68- s4.6. diagramme collectif des phases ultra-tardives à l'Ouest des bâtiments de la mine



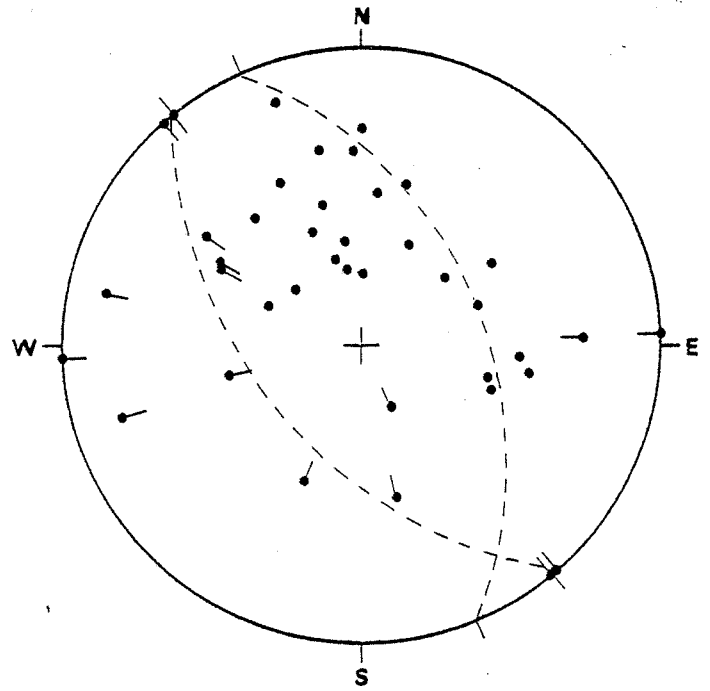
69- s1.2.3. diagramme collectif de la phase verte à l'Est des bâtiments de la mine



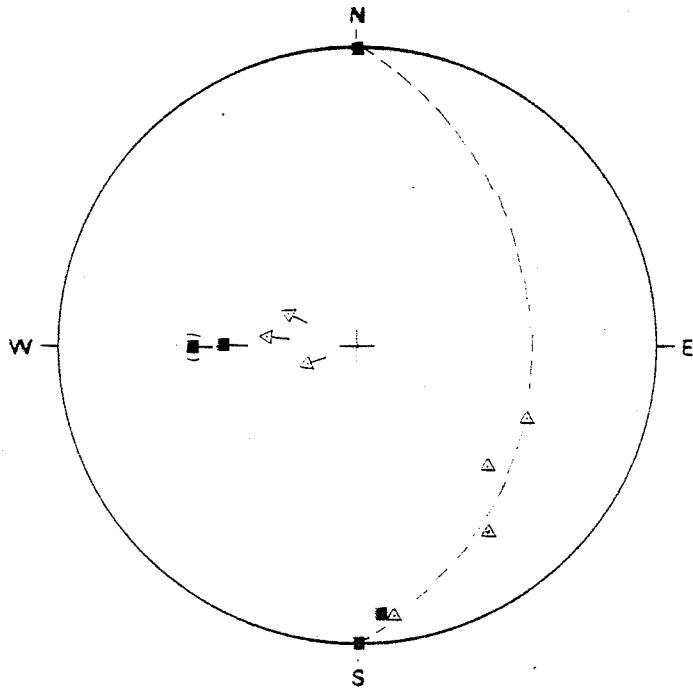
70- s5.6. diagramme collectif de la phase verte à l'Ouest des bâtiments de la mine



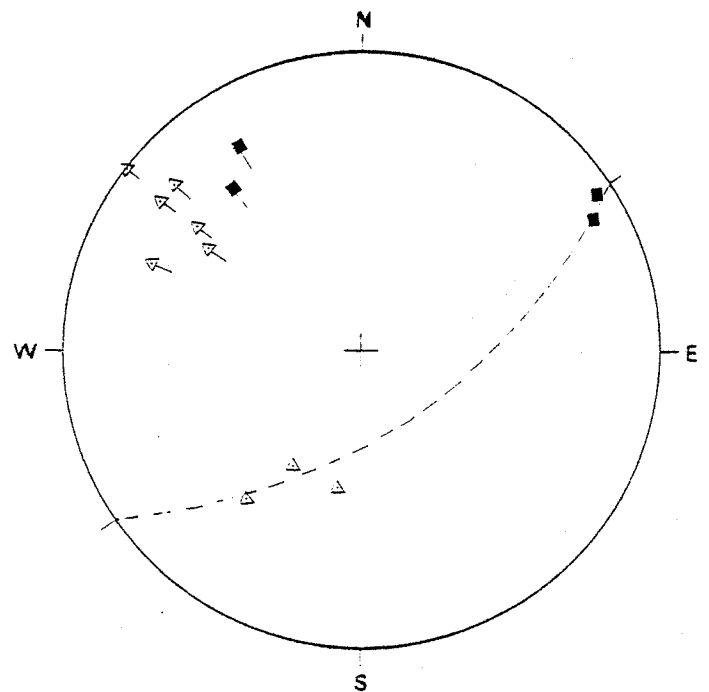
71- s3. position des éléments structuraux de phase rouge dans le secteur du *Cougnets*



72- s6. position des éléments structuraux de phase rouge en mine



73- s4. pli de phase bleue de P.A. (N 90 - 90) - superposition avec des plis de phase verte



74- s4. pli de phase bleue de P.A. (N 148 NE 84) - superposition avec des plis de phase verte

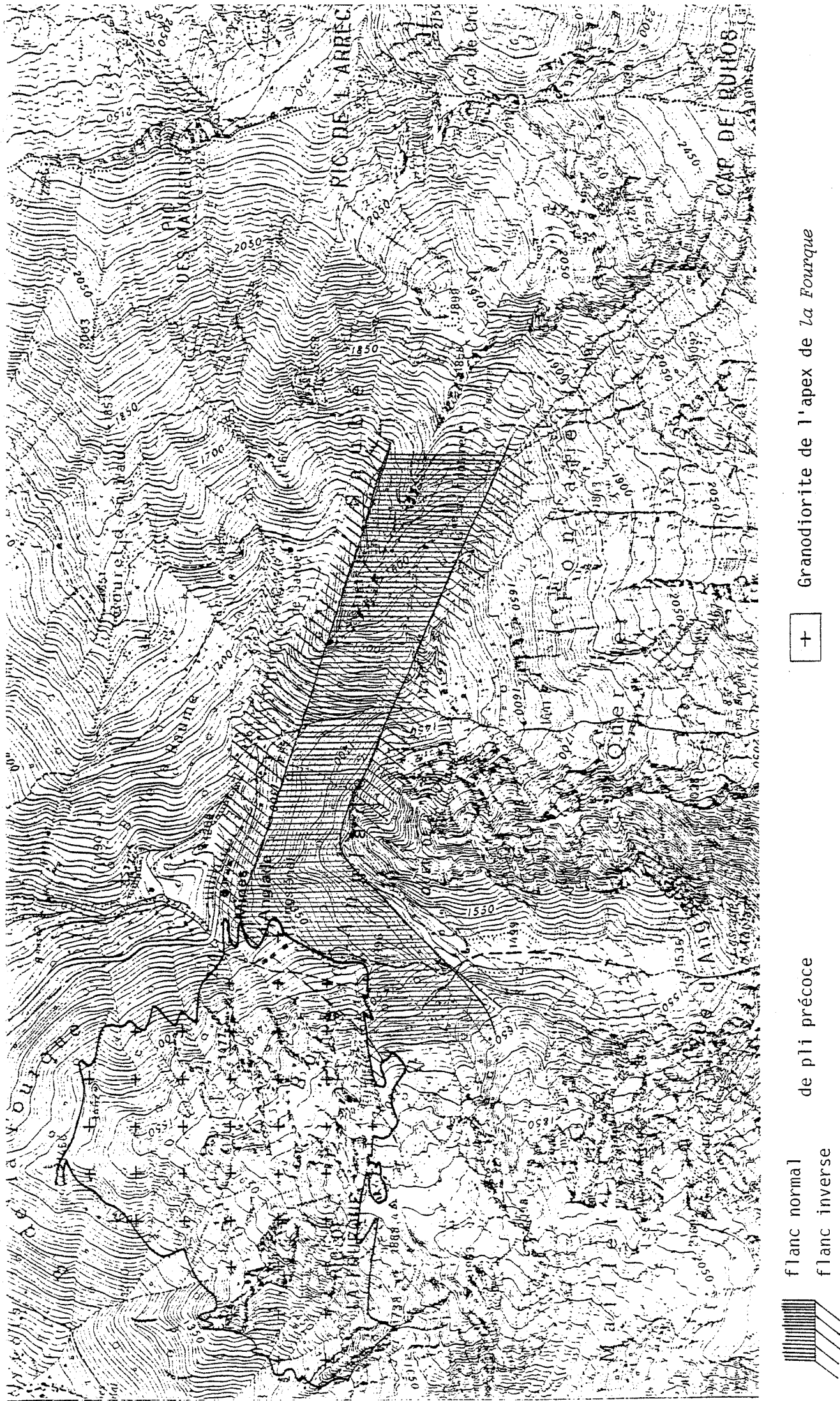


Fig : 47 - Flexure cartographique des structures précoces

Les flancs normaux et inverses et les zones de charnière précoce, mis en évidence par l'analyse des rapports schistosité de phase rouge/stratification dessinent des bandes parallèles N 120 jusqu'à proximité de la mine où elles s'infléchissent et prennent une direction N 50 à N 60. (cf. fig. 47).

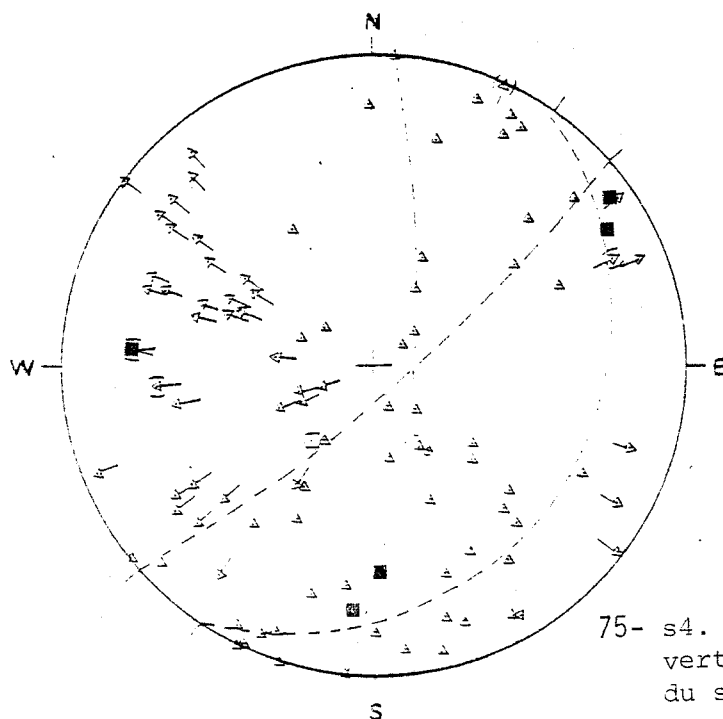
4.2. CAUSE DE CETTE VIRGATION

L'écartement des roches encaissantes (et donc des plis antérieurs à l'intrusion) par la mise en place de l'apex de granodiorite de *La Fourque* a été maintes fois évoquée notamment par J. ZANDVLIET. On peut également proposer l'action de déformations souples. Les phases ultra-tardives sont toutes inaptes à expliquer les pendages faibles acquis par certains plans axiaux de phase verte : donc seul un épisode de déformation antérieur aux phases ultra-tardives peut être à l'origine de cette virgation.

4.2.1. la phase bleue cause de la virgation

Les plis de phase bleue sont très abondants au coude des structures précoces. A l'affleurement on dispose de deux types de superpositions : - les plus fréquentes (cf. diagramme 73) ont lieu entre des plis de phase verte et des plis de phase bleue de plan axial N 90 subvertical. - les autres font également intervenir des plis de phase verte et bleue mais cette dernière a un plan axial de direction moyenne N 140 à N 150 ((N 148 NE 84) sur le diagramme n° 74).

A l'échelle du secteur du *Bois d'Anglade* n° IV, les deux types de dispersions sont bien exprimées (cf. diagramme n° 75) : les plans axiaux de phase verte passent des valeurs (N 110 S 70) courantes à l'Est du terrain, à des valeurs (N 50 SE 65) pour le second type de superposition.

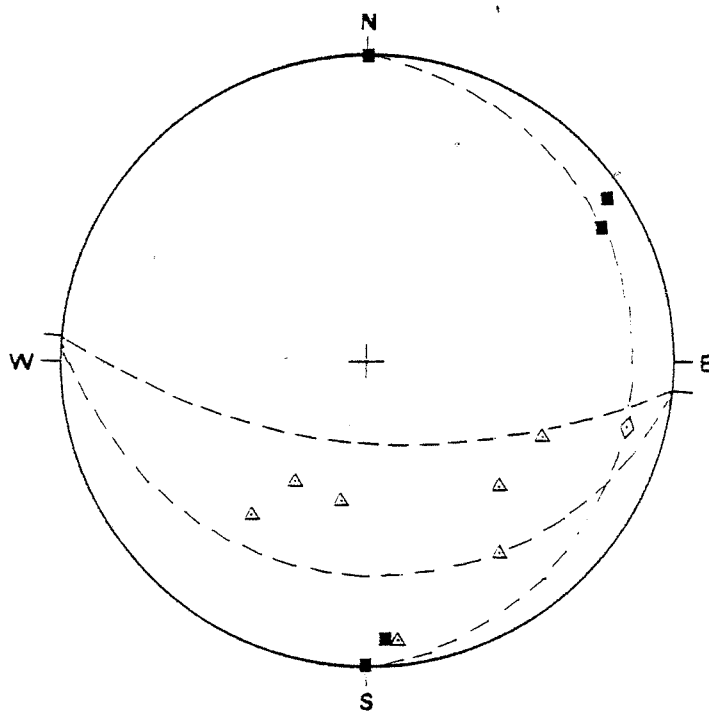


75- s4. dispersion des P.A. de phase verte par la phase bleue à l'échelle du secteur du *Bois d'Anglade*

4.2.2. Les plans axiaux de phase bleue ont pour direction originelle N 145

D'un point de vue cartographique, la phase bleue de plan axial N 90 subvertical ne peut pas expliquer le passage de direction N 110 à N 50 des plans axiaux de phase verte : seules les directions N 140 à N 150 de la phase bleue conviennent.

Un affleurement illustré par le diagramme n°76 prouve que les directions N 90 et N 140 de la phase bleue se déduisent l'une de l'autre par plissement de phase marron (on remarque également que les deux portions de guirlande des plans axiaux de phase verte sont globalement en zone avec le plan axial de phase marron).



76- s.4. basculement de la phase bleue par la phase marron

4.2.3. Conclusion

La flexure des structures de phases rouge et verte est due à l'existence d'une charnière de phase bleue de plan axial (N 148 NE 84) et d'axe/So [N 149 SE 12]. Les plans axiaux de phase verte passent des valeurs (N 110 S 70) à l'Est à (N 50 SE 65) à l'Ouest : le basculement de (N 50 SE 65) à (N 30 N 30) s'explique sans difficulté par les ondulations de phase orange.

Plus à l'Ouest on trouve une seconde structure de phase bleue.

Tab : III - Comparaison avec les travaux préexistants

plis et débit associé	J. DERAMOND 1970	feuille du Pic de Maubermé 1972	P. SOLER 1977	C. DERRE 1978	B. GUERANGE-J. LOZES 1981	JL. KÄELIN
antéschisteux		grands bombements axe/So : N 00	phase 1 pli ouvert axe/So [N 45-00]			
plis couchés schistosité pénétrative symmétamorphe	D1	plis couchés N 120	phase 2 PA (N 90 S 60) A/So : horizontal	P1 axe/So : N 30 à N 80	D1	phase rouge
					<i>fracturation précoce N 80 à N 100</i>	
plis droits schistosité de strain-slip	D2	plis tardifs	phase 3 PA (N 90 S 70) phase 4	P2 axes/So : N 110 <i>intrusion de la granodiorite</i>	D2 PA (N 70 S 60) à (N 110 S 80)	phase verte 110
	D3 N 140			P3 N 140		phase bleue
		plis tardifs N 70 à N 80	phase 6 PA (N 72 S 80)	P4 N 70	D3	phase marron
						phase jaune
			phase 5 PA (N 00 W 34)		D4	phase orange
	fracturation					

4.3. Comparaison avec les travaux préexistants

Le tableau n° III indique comment s'insère cette étude par rapport aux données préexistantes. Tous les auteurs mentionnent l'existence d'une phase synschisteuse précoce symmétamorphe donnant de grands plis couchés repris par une phase de plis droits associés à une schistosité de strain-slip. En outre, B. Guerangé et J. Lozès signalent entre ces deux déformations souples un épisode de fracturation tangentielle de direction N 80 à N 100.

Deux phases supplémentaires sont décrites à l'Ouest de *Salau* à proximité du *Pic de Maubermé* : une phase antéschisteuse (antérieure à la phase rouge) responsable de grands bombements d'axe Nord-Sud et une phase tardive (postérieure à la phase verte) donnant des plis droits répartis en couloirs de direction N 70-80. Comme le terrain étudié est situé entre ces couloirs, les déformations correspondantes n'y sont pas représentées.

4.4. Conclusion

Au moins six phases de plissements successifs déforment la série métasédimentaire : l'intrusion composite de granodiorite de *la Fourque* et les corps minéralisés associés sont affectés, au moins par les quatre dernières phases.

Les trois grands corps minéralisés "*Véronique*", le "*S.C.*" et le "*Golfe s.l.*" sont contrôlés par la première phase synschisteuse. Ils sont développés sur les charnières des grandes structures de phase rouge, à cœur de cornéennes calciques (i.e. barégiennes (g)), lorsque celles-ci sont recoupées par la granodiorite : la présence de plans de schistosité précoce est donc une condition nécessaire pour le développement des minéralisations.

L'intrusion de granodiorite de *la Fourque* ne dévie pas les différentes structures : les déviations des éléments structuraux s'expliquent par les déformations tardives indépendantes de l'intrusion; en particulier l'épaississement apparent des assises carbonatées sur le pourtour Sud de l'apex est du aux plissements de phase bleue et ne reflète donc pas la forme en profondeur du stock de granodiorite.

Pour la prospection de nouveaux corps minéralisés, l'analyse du rapport schistosité précoce/stratification en dehors des zones de pli-réfraction est une méthode rapide et efficace. L'étude d'éventuelles déviations des plans de schistosité précoce autour d'apophyses ou de stocks de granitoïdes subaffleurant ne paraît pas fiable pour leur recherche : elle est en tout cas moins sûre que l'observation d'auréoles de métamorphisme de contact et/ou de transformations hydrothermales.

L'analyse microtectonique permet d'accéder à la géométrie des superpositions et donc d'indiquer des directions favorables. A elle seule elle ne permet pas d'accéder à l'enveloppe possible des charnières de plis précoces car ceux-ci sont serrés et leur style est très influencé par la lithologie en particulier.

GÉOMÉTRIE DES CORPS MINÉRALISÉS

1. PRÉSENTATION DE LA MINE

La mine exploite du minerai de tungstène sous forme de schéelite principalement associée à des skarns envahis par de la pyrrhotite le long de la bordure Sud de l'apex de *la Fourque*. Le contact très redressé entre la granodiorite et l'encaissant métasédimentaire dessine de nombreux lobes subverticaux, fréquemment faillés, comme le golfe du *bois d'Anglade* qui déterminent plusieurs corps minéralisés distincts.

On distingue ainsi les quartiers suivants (cf. figures 48 et 49)

- le "S.C" (sondage C) qui est une colonne minéralisée de 100m de hauteur, non affleurante enserrée dans la granodiorite et dans les métashales : il est actuellement remblayé et quasi inaccessible à l'observation.

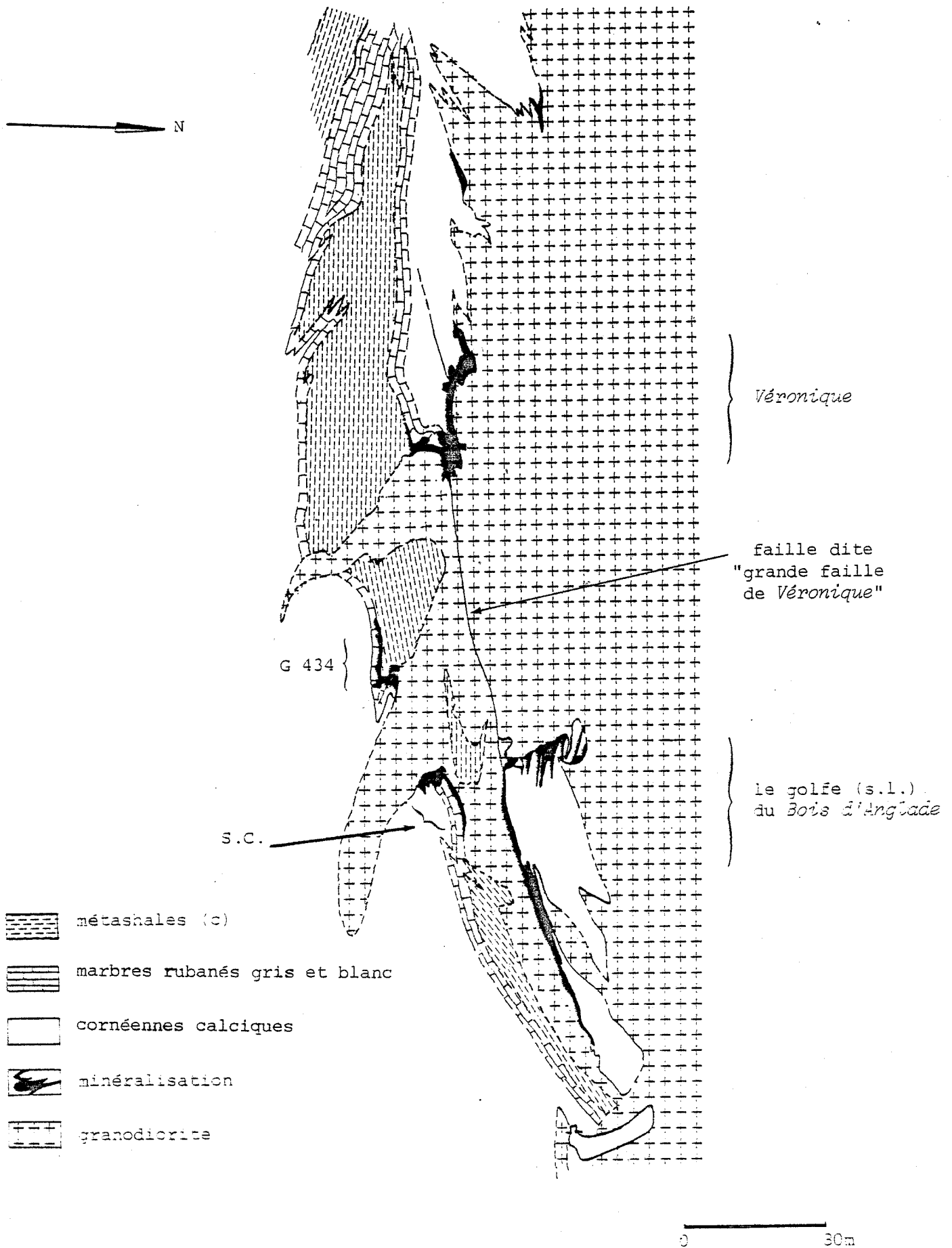
- le "*golfe du bois d'Anglade*" est un roof pendant de roches carbonatées dans la granodiorite, de 200m de hauteur, dont les bordures ("*Formation Sud* et *Formation Nord*") ainsi que le fond ("*golfe s.s*") sont minéralisés : la partie supérieure du golfe affleurante est exploitée en carrière : ce quartier dont le dépilage est achevé sauf en carrière, est muré et quasi inaccessible à l'observation.

- "*Véronique*" (découvert le jour de la St Véronique) est un panneau minéralisé non affleurant de 350 m de hauteur sur 80 à 150 m de largeur situé à l'interface granodiorite-encaissant métasédimentaire. L'essentiel des observations proviennent de ce chantier qui était en cours de traçage pendant mon travail.

- la "*Zone V*" et le "*Ravin de la Fourque*" ont l'aspect de poches subaffleurantes de pyrrhotite à schéelite détachées de *Véronique* et situées en amont de celle-ci : elles sont en cours de traçage pour la *zone V* et en cours de reconnaissance pour le *Ravin de la Fourque*.

Sept galeries principales de roulage, situées aux niveaux cotés 1230, 1320, 1430, 1475, 1535, 1575 et 1620, suivent le contact granodiorite-encaissant et donnent accès aux travaux. Des sous niveaux superposés (désignés par leurs cotes) sont tracés dans le minerai et permettent son exploitation par abattage des tranches de terrain séparant ces sous niveaux.

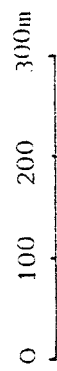
A la date du 1er août 1982 la production totale de la mine s'élève à 9912 tonnes de WO_3 à une teneur moyenne de 1,37% : le potentiel prouvé atteint environ 15 000 t de WO_3 .



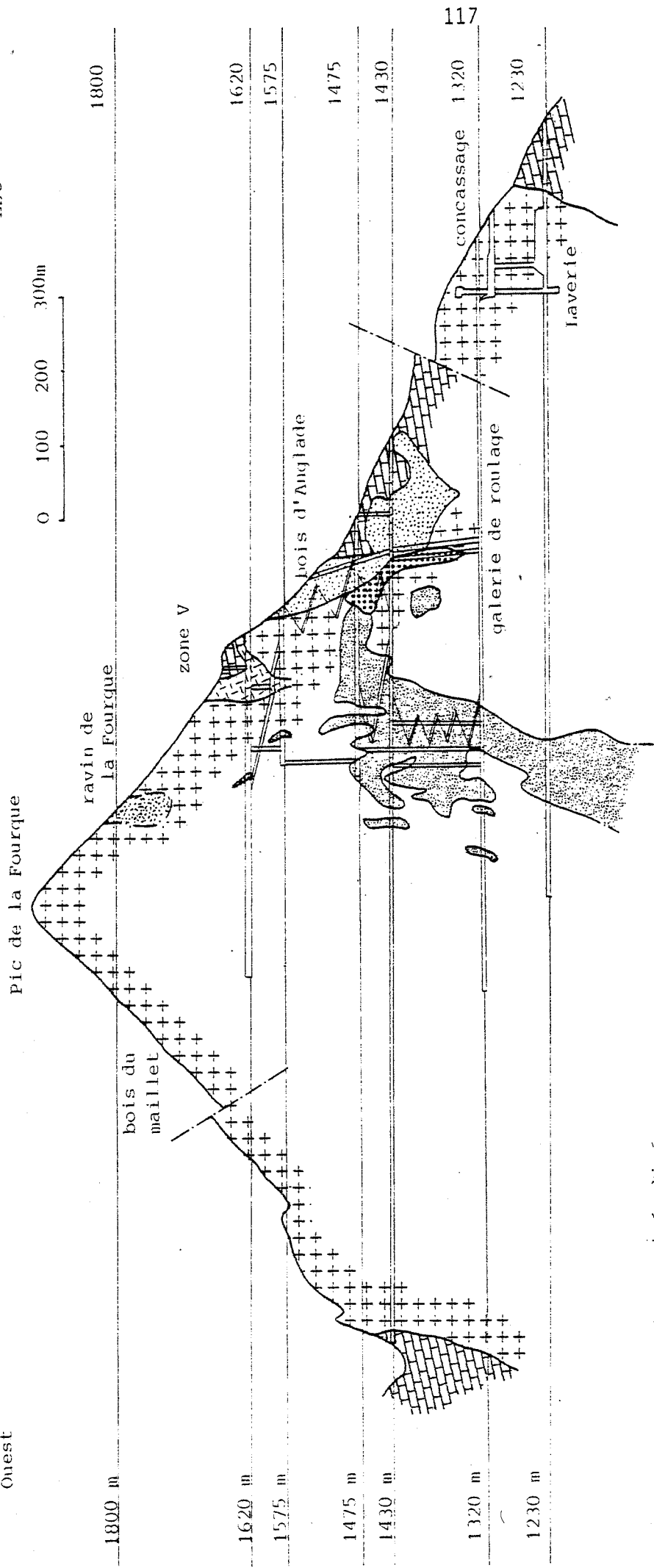
Carte géologique du niveau 1430

Documents SMA

Est



Ouest



Corps minéralisés

- Véronique
- golfe s.l.
- S.C.

- granodiorite
- roches encaissantes carbonatées

Coupe longitudinale E-W
du gisement de Salau

projection des corps minéralisés
sur le plan de coupe dans la granodiorite.

(cf. Fig : 49)

D'après document SMA

2. NATURE DES GRANITOÏDES RENCONTRÉS (avec le concours de L. RAIMBAULT).

Ce paragraphe ne décrit que les roches (provisoirement exposées en galerie), non signalées dans les documents antérieurs : pour une étude pétrologique plus complète, on se rapportera aux travaux de MM. FONTEILLES et MACHAIRAS, DERRE et SOLER.

La granodiorite de *la Fourque*, malgré un aspect monotone en mine souvent dû aux altérations importantes qui l'affectent, présente des faciès originels distincts caractérisés pétrographiquement et géochimiquement.

2.1. LES FACIES MAGMATIQUES

2.1.1. Description pétrographique

La majeure partie de l'apex est constituée par de la granodiorite équante (en dehors des couloirs de cataclase), à grains de quelques millimètres en moyenne. Les minéraux qu'on y observe sont (paragénèse primaire) :

- la biotite brun rouge en lamelles parfois automorphes de 1 à 2mm pouvant atteindre 2 cm par place (1620),
- le quartz en agrégats xénomorphes de quelques millimètres ou interstitiel.
- les plagioclases d'une taille de 1 à 2mm souvent bien zonés, à cœur sans forme propre séricitisé et saussuritisé, couronne médiane automorphe et bordure xénomorphe (cf.fig.50)

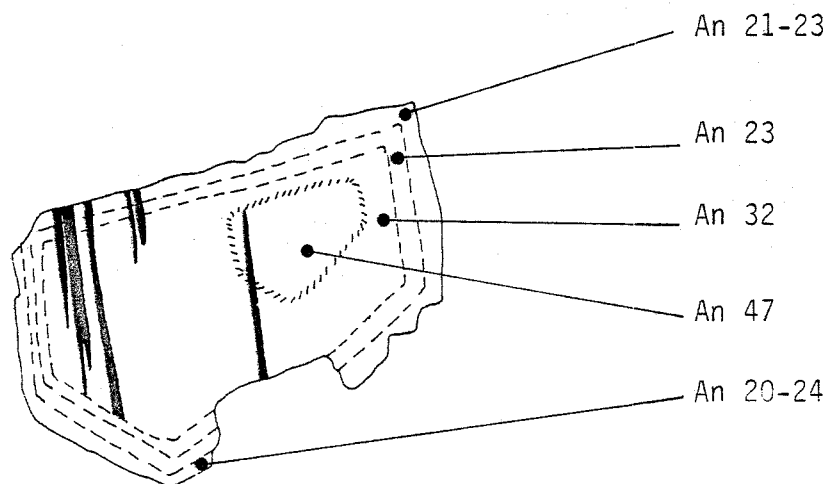


Fig : 50

- le microcline apparaît en cristaux tantôt xénomorphes interstitiels, tantôt à tendance automorphe : il est généralement moins abondant que le plagioclase et peut même être absent.

- le grenat (almandin 80 à 90%) présent dans certains faciès, cristallise en grains automorphes de taille 3 à 8mm supérieure à la moyenne des autres minéraux,

- les accessoires sont : le zircon et l'apatite automorphes, l'allanite, l'ilménite et plus rarement la thorite. Nous n'y avons pas trouvé de magnétite.

L'abondance relative de ces minéraux et la basicité des plagioclases permet de distinguer quatre faciès :

- la granodiorite à microcline à tendance automorphe de taille supérieure à celle du grain moyen appelée V_m : échantillons n° 331, 344, 348, 350, 912 et 914. Cette granodiorite est exposée dans *Véronique* (parement N, DV 1486 par exemple) et affleure dans le vallon de *La Fourque*.

- le microcline est toujours présent en cristaux à tendance automorphe de taille 3 à 5mm. Les plagioclases sont légèrement ou non zonés à coeur d'oligoclase basique ou d'andésine acide (par exemple, les mesures donnent du coeur vers la périphérie An 31-33|23).

- la granodiorite pauvre en microcline appelée V_p : échantillons 120 ab, 361, 902 c et 903. Cette roche est exposée dans *Véronique* DV 1446 W, DV 1488 W.

- le microcline se présente soit en petits cristaux automorphes ou xénomorphes interstitiels. Les plagioclases sont automorphes sauf à la périphérie et zonés, la basicité du coeur peut atteindre le labrador (An 40|55|33|41|31|30|27|14).

- la granodiorite à grenat (G_g) : échantillons 910-938-939 et 940. Elle affleure au Nord de l'apex de *La Fourque* et sous forme de petits sillons dans les barégiennes dans le torrent du *Cougnets* au Sud de l'apex. Nous rattachons à cette variété de granodiorite la roche à chlorite et grenat mise à jour par les travaux miniers à l'Est du DV 1470, le grenat ayant les mêmes paramètres de maille et indice de réfraction que ceux de la granodiorite G_g : échantillons 315-333-351.

- Elle est caractéristique par la présence de grenat automorphe de taille supérieure à celle de la moyenne des grains. Ce grenat est de l'almandin que l'environnement sédimentaire plus ou moins proche soit calcique (barégiennes) ou alumineux (métashales) : il est souvent partiellement destabilisé en biotite + plagioclase. Elle contient du microcline en cristaux xénomorphes et des plagioclases fortement zonés à coeur de labradorite (An 55|~ 65|45,27,19|13).

- la roche à chlorites et grenat est constituée presque exclusivement par de grands cristaux de chlorite du type brunsvigite, dont les inclusions de sagénite montrent qu'elle dérive d'une biotite (29% de la roche), de plagioclase zoné à coeur d'andésine (An 45|40|34,32; 40% de la roche) et de grenat-almandin automorphe (2% de la roche). Du quartz, des plagioclases et des chlorites secondaires dûs aux altérations tardives occupent les interstices entre les phénocristaux.

- la granodiorite sombre (G_s) : échantillon 901. Elle est exposée au parement Nord du DV 1446 W : on la retrouve également en enclaves dans la granodiorite V_p .

C'est une roche à grain fin altérée dans laquelle on distingue des phénocristaux de plagioclase séricitisé et de biotite pris dans une mésostase formée par de la biotite, du plagioclase à coeur de bytownite acide (An 70|35|n.d) et du quartz interstitiel.

Trois faciès supplémentaires ont été décrits par P. SOLER :

- la granodiorite du *golfe* (G) : échantillons n° S 163, S 199, S 306a, S 306b, S 574 928g et 937. Elle constitue d'après P. SOLER la majeure partie du *golfe* et affleure largement sur la crête d'orientation Nord-Sud passant par le pic de *la Fourque*. Elle ressemble à la granodiorite V_m avec toutefois des plagioclases zonés et plus basiques (An 55|40|44|36|42|30|26|22|18).

- la quartzdiorite (qD) : échantillons n° S 118 - S 27 A - S 478. Elle est située en bordure du *golfe*. La description pétrographique donnée par P. SOLER ne permet pas de la distinguer de la granodiorite sombre G_s : elle en est cependant différente par sa composition géochimique.

- la diorite quartzifère à amphibole (D) également située en bordure de la granodiorite : échantillon S 2.

On observe également au moins deux générations de filons de microgranite souvent très altéré (échantillons 907, 921, 923b, 923g), des filons d'aplite (928a associé sur le terrain à la granodiorite G 928g). Enfin de petites enclaves de roches métasédimentaires et magmatiques sombres (échantillon 120 a) sont irrégulièrement distribuées dans l'ensemble de l'apex : le volume total des enclaves de roches magmatiques est faible.

2.1.2. Individualisation géochimique des différents faciès

Les symboles suivants représentent les faciès de la granodiorite correspondante :

- * granodiorite V_m
- granodiorite V_p
- ▲ granodiorite G
- granodiorite G_g
- + quartzdiorite qD
- diorite quartzifère D et granodiorite sombre G_s
- microgranites et aplites,

Les altérations tardives qui affectent l'ensemble de l'apex ont souvent mobilisé la chaux, la soude, la potasse et la silice : ces oxydes ne seront donc pas utilisés pour l'étude des faciès magmatiques.

Le diagramme $Fe_2O_3 - MgO$ (cf. fig. 51) montre que les échantillons globalement dispersés sont en réalité regroupés en ensembles distincts et étroitement définis; de plus ces ensembles correspondent exactement aux différents faciès pétrographiques de la granodiorite (il convient toutefois de différencier géochimiquement la quartz diorite (S 27a, S 118 et S 478) de la granodiorite sombre 901). Les mêmes conclusions peuvent être déduites de l'analyse des diagrammes $Fe_2O_3 - TiO_2$ et $Fe_2O_3 - Al_2O_3$ (cf. fig. 52 et 53). On remarque que les microgranites 907, 903b et 903g se pointent sur certains diagrammes dans l'ensemble V_m (cf. $Fe_2O_3 - MgO$) et sur d'autres avec l'ensemble G (cf. $Fe_2O_3 - TiO_2$).

L'ensemble G_g pourrait apparaître très vaste ou composite. En fait seuls les points 910, 938, 939 et 940 sont bien groupés; 315, 333 et 351 correspondant à la roche à chlorite et grenat pourraient s'interpréter comme un cumulat d'après leur texture et leur composition chimique.

2.1.3. Possibilités d'intrusions distinctes

Plusieurs arguments militent en faveur d'intrusions distinctes :

D'un point de vue géométrique, la granodiorite V_p bréchifie et injecte la granodiorite sombre G_s (DV 1446 W, DV 1488 W) : cette dernière apparaît sous forme d'enclaves à bords nets ou diffus, localement très abondantes, disposées le long de cheminées verticales de quelques dizaines de mètres de hauteur.

D'un point de vue pétrographique et géochimique, des échantillons prélevés en des endroits très différents peuvent avoir des caractéristiques communes et homogènes ce qui suggère un magma commun : c'est le cas pour V_m , G et V_g (Pour G_g , la constance de la composition chimique de la roche et du grenat, quelque soit la nature de l'encaissant, exclut l'hypothèse d'un faciès de bordure contaminé par la série sédimentaire).

2.1.4. Essai d'interprétation d'intrusions distinctes en termes de lignées

Si on considère que les différents faciès de la granodiorite correspondent à autant d'intrusions distinctes liées génétiquement on peut formuler plusieurs hypothèses :

- l'étude du diagramme Fe_2O_3 -MgO (cf.fig.54) indique qu'au moins deux lignées G_s - V_p - V_m décalée vers le pôle magnésium et qD - G_g - G décalée vers le pôle fer sont présentes à *Salau*. Toutefois on remarque sur les diagrammes Fe_2O_3 - TiO_2 et Fe_2O_3 - Al_2O_3 (cf.fig. et) que les quartz diorites sont trop riches en oxyde de titane et en alumine par rapport au fer pour appartenir à la seconde lignée : elles forment donc un ensemble isolé qu'on ne peut pas relier aux autres faciès de la granodiorite. Nous retiendrons l'existence de deux lignées G_s - V_p - V_m et G - G_g et d'un faciès isolé qD .

- l'étude du diagramme Fe_2O_3 - TiO_2 (cf.fig. 55) fournit deux autres possibilités : on a soit deux lignées indépendantes D - G_s - G_g - G décalée vers le pôle fer et V_p - V_m décalée vers le pôle titane soit deux lignées dépendantes D - G_s - G_g - G et D - G_s - V_p - V_m identiques pour les termes peu différenciés puis se séparant et suivant une évolution propre à partir de G_g . Cette deuxième possibilité indique soit une démixtion de magmas soit le départ d'une phase fluide au niveau de G_g .

En l'absence de données de terrain plus complètes, la discussion n'est pas poursuivie au-delà de ces propositions.

Comme il existe des endoskarns développés aux dépens de tous les faciès de la granodiorite et des filons de microgranite, *le processus de skarnification apparaît comme une altération tardive qu'on ne peut pas relier directement à un faciès de la granodiorite*. On notera que C. DERRE signale des aplites recoupant des skarns ce qui témoigne une activité magmatique postérieure à ceux-ci : nous n'avons pu ni confirmer, ni infirmer ces observations.

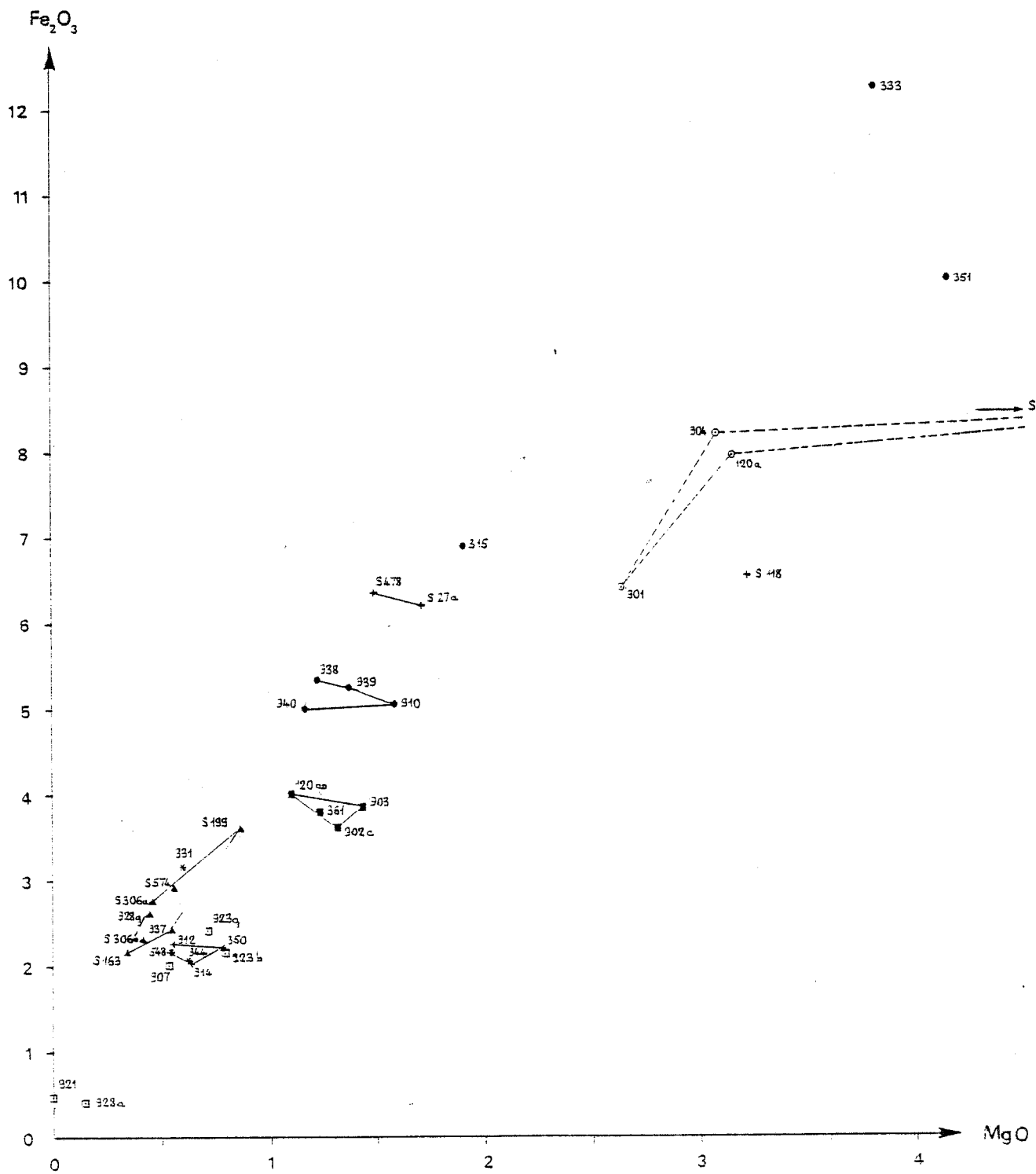
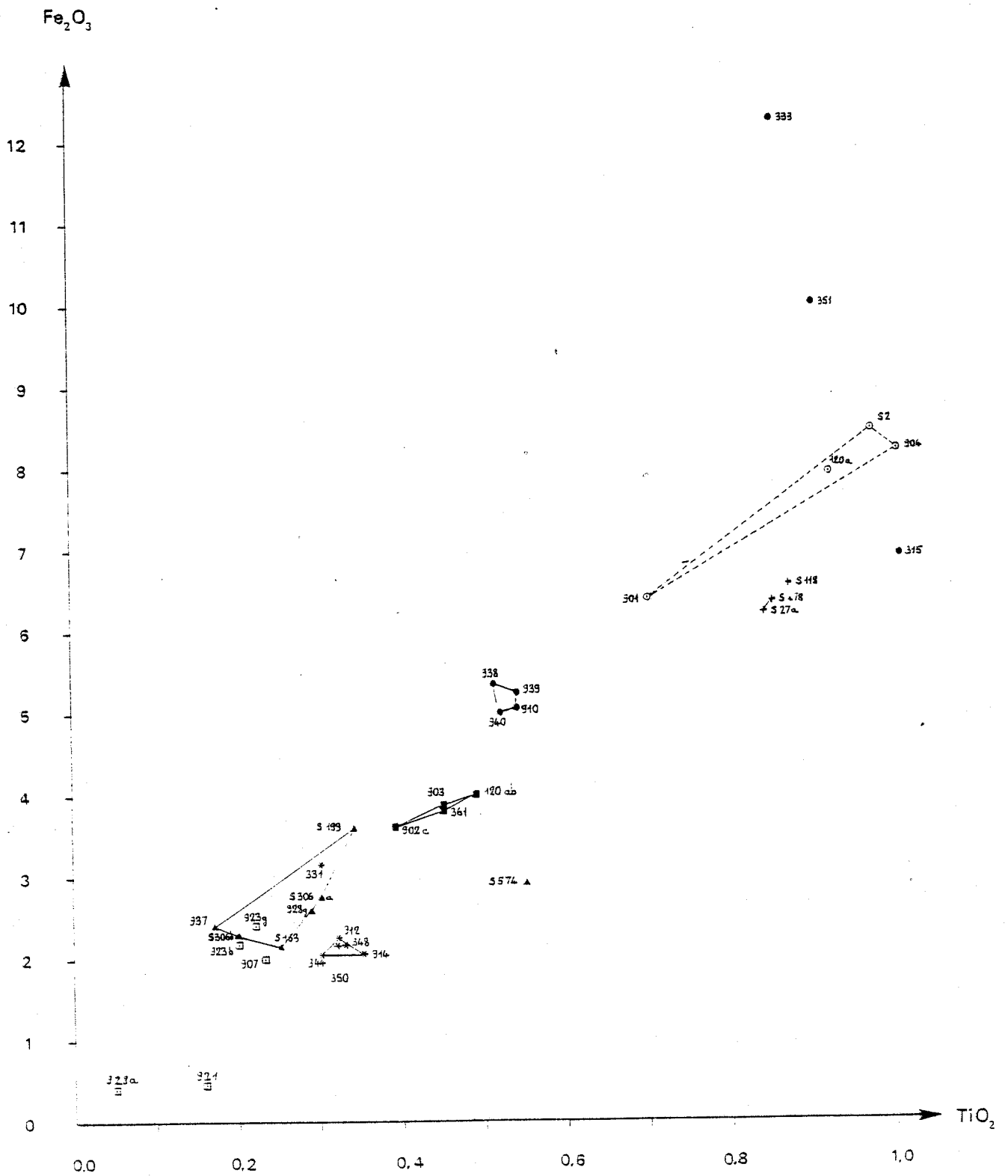
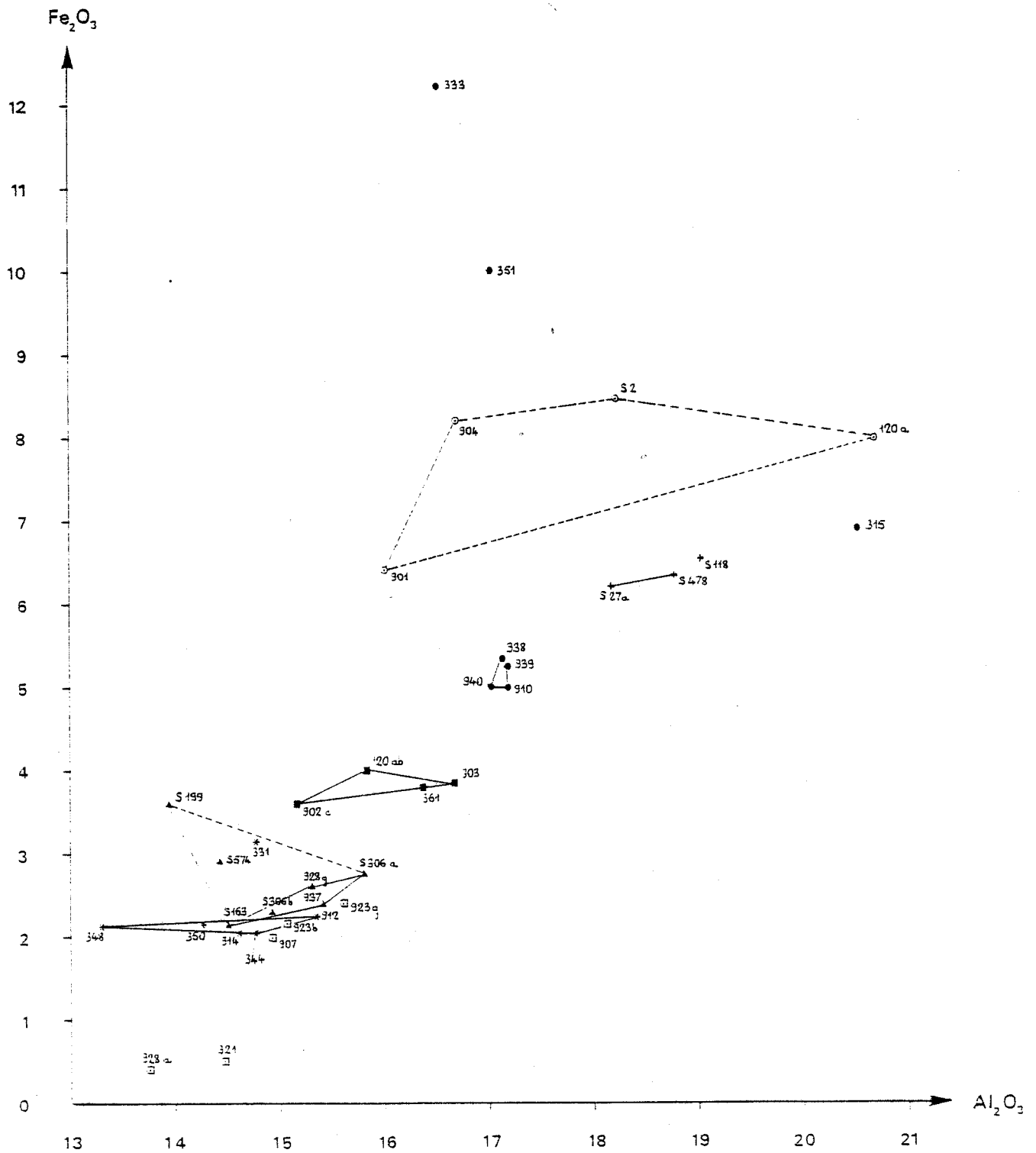


Fig : 51 - Diagramme $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-MgO}$

Fig : 52 - Diagramme Fe_2O_3 - TiO_2

Fig : 53 - Diagramme Fe_2O_3 - Al_2O_3

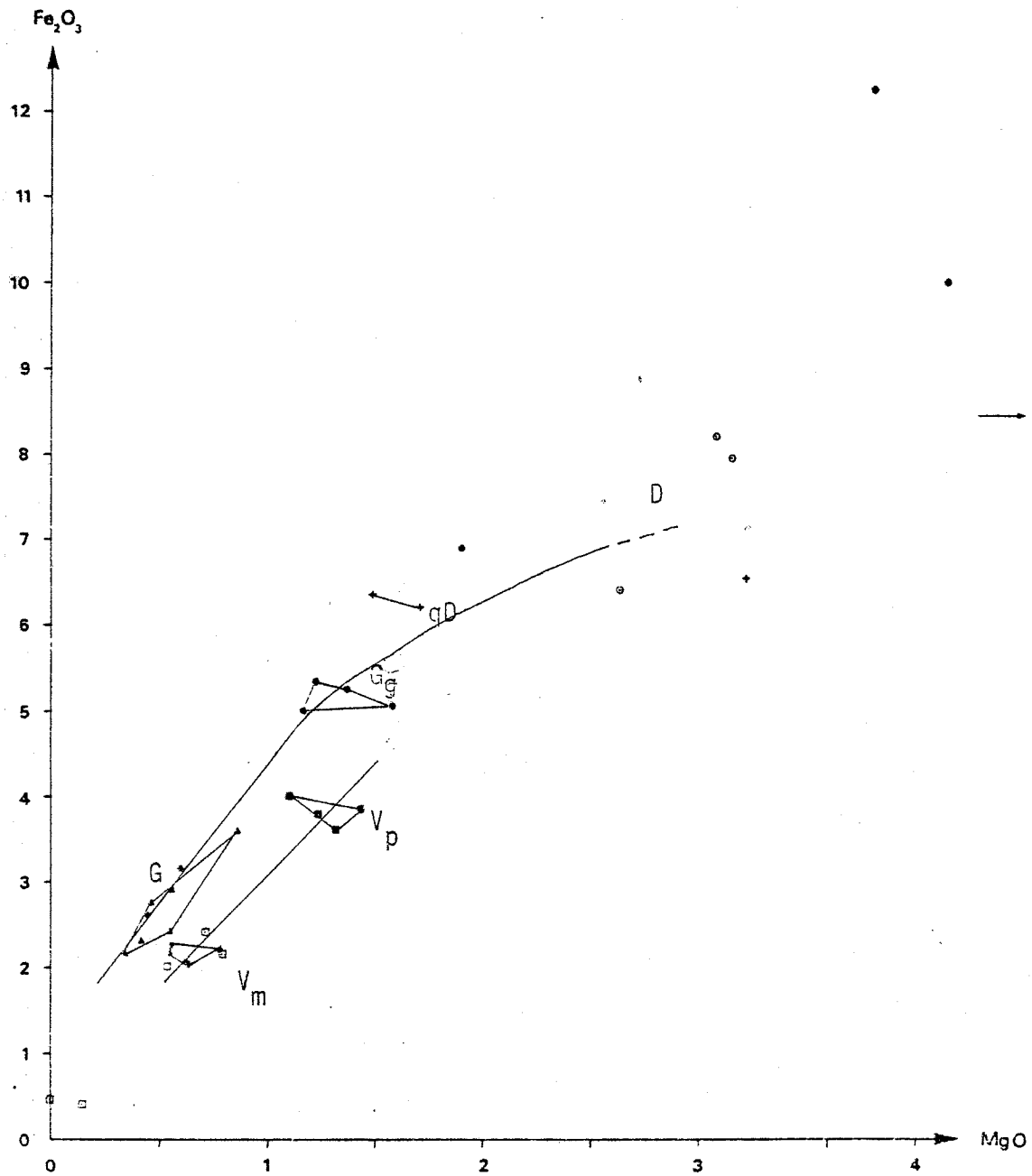


Fig : 54 - Diagramme Fe_2O_3 - MgO

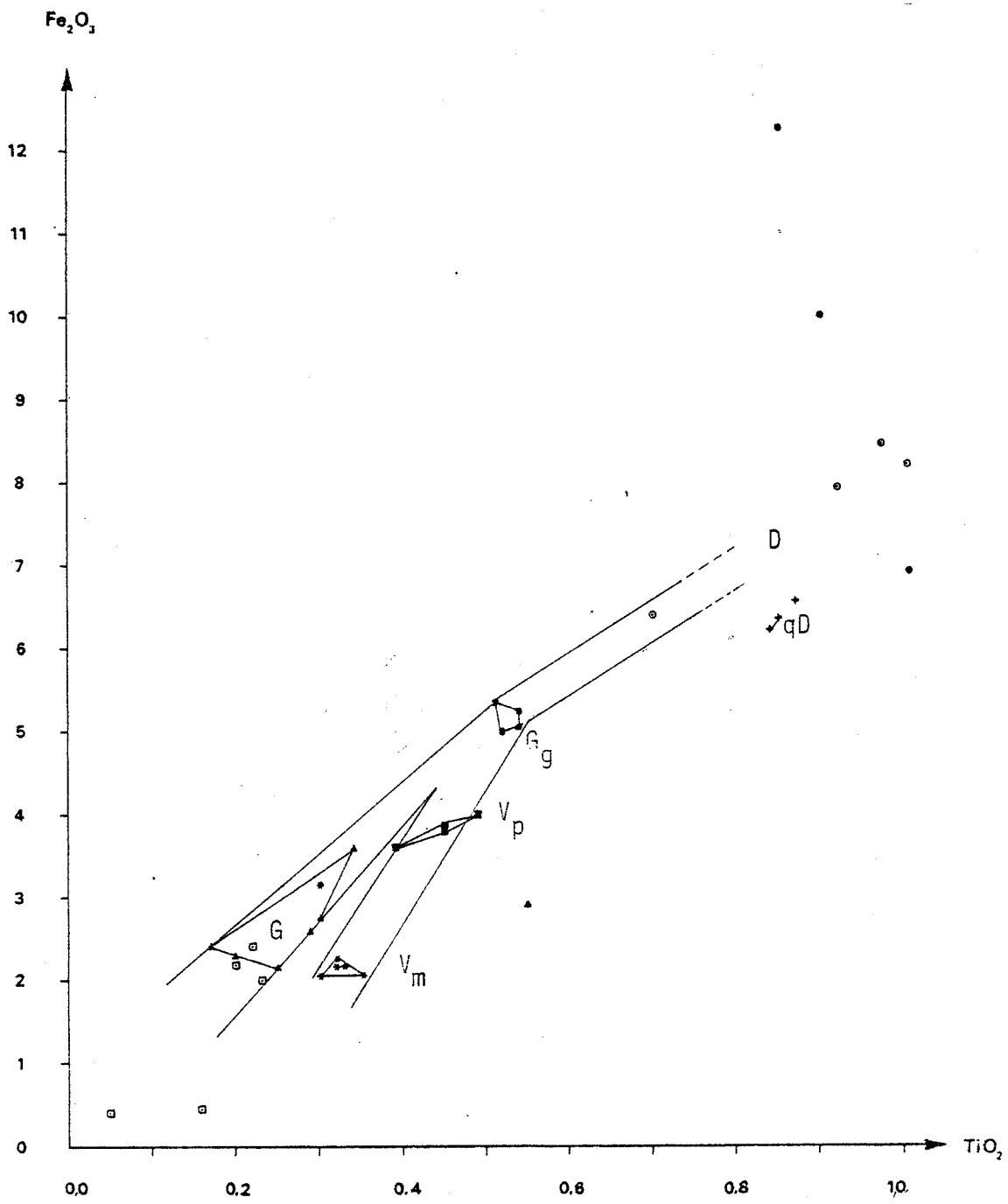


Fig : 55 - Diagramme Fe_2O_3 - TiO_2

2.2. ALTERATIONS

L'apex de granodiorites de *la Fourque* est affecté par une série d'altérations qui modifient profondément dans les niveaux supérieurs, l'aspect des roches préexistantes, les assemblages minéralogiques et les compositions chimiques. Ces transformations peuvent affecter l'ensemble de l'apex ou être limitées aux faciès de bordure et aux épontes et remplissages des fractures : elles sont en général progressives au sens où tous les intermédiaires, de la roche initiale à la roche complètement modifiée existent. L'approfondissement progressif de la mine (galerie de recherche L1231) donne accès à des régions où les altérations sont parfaitement circonscrites et les superpositions sont observables, ce qui permettra d'obtenir leur géométrie et de préciser celles qui ont un intérêt économique du point de vue de l'exploitation.

L'étude qui suit a été menée dans le quartier *Véronique* où ces altérations sont très développées mais s'oblitérent progressivement : la présence de contacts magmatiques fournit un des rares pont de comparaison pétrographique direct entre les transformations affectant les roches plutoniques et les roches métasédimentaires.

2.2.1. Chloritisation des biotites et séricitisation des plagioclases

Le premier épisode d'altération correspond à la transformation partielle ou totale des biotites dans lesquelles apparaissent des lamelles de chlorite verte associées à de la sagénite (ultérieurement transformée en sphène); plus rarement la chlorite remplace progressivement les plagioclases sans respect de leur zonation comme c'est le cas des roches à chlorites et grenat du DV 1470.

Parallèlement les plagioclases sont envahis dans leur totalité par de la séricite en petites paillettes, le stade ultime correspondant à la disparition du coeur de ceux-ci.

2.2.2. Albitisation

C'est une altération qui affecte irrégulièrement et localement l'ensemble de l'apex de *la Fourque* au-dessus du niveau 1430. Elle se traduit par le remplacement des plagioclases initiaux, à partir du coeur en masse ou selon des microfractures, en albite-oligoclase An 08-12 : elle croît également aux dépens du microcline et prend alors un aspect typique d'albite en échiquier ou en fuseaux.

Cette albitisation est clairement postérieure aux phénomènes de chloritisation et de séricitisation car les plagioclases néoformés ne sont jamais transformés.

2.2.3. Muscovitisation - "greisenisation" à albite-scheelite

Cette altération à un caractère sporadique : elle est particulièrement bien développée sur la lame de granodiorite albitisée située au Sud de *Véronique* (DV 1452 - DV 1470 par exemple). Elle s'accompagne dans les stades les plus poussés par de la scheelite.

De la muscovite remplace les biotites et les chlorites à partir de la périphérie puis envahit les feldspaths (y compris l'albite secondaire) sous forme de grandes lamelles automorphes particulièrement bien développées sur les coeurs des plagioclases zonés.

Cette muscovitisation peut être intense et il apparaît de petites poches ou filons de "greisens" dont la paragenèse est à muscovite en cristaux automorphes rayonnés - albite et allanite-zircon - sphène-scheelite subordonnés. Le quartz est le plus souvent absent dans ce type de "greisen". Ultérieurement ces roches sont oblitérées par une phase à épidote puis à quartz-calcite-pyrrhotite-chalcopryrite et heulandite.

A la base de la *formation Sud* (correspondant à une partie profonde du gisement) P. SOLER décrit des greisens tout à fait similaires dans lesquels il signale en outre du mispickel et de la *wolframite*. A la base actuelle de *Véronique* (L1231) ces greisens sont bien développés sous forme de filons décimétriques : on peut s'attendre à une minéralisation en *wolframite* dans les parties basses du gisement.

2.2.4. Silicification

Cet épisode d'altération polyphasé paraît lié géométriquement aux roches fracturées. De grands cristaux xénomorphes de quartz corrodent tous les minéraux préexistants dont il subsiste fréquemment de petites reliques alignées rappelant leur forme.

2.2.5. Epidotisation

L'épidotisation est un phénomène qui n'affecte les granitoïdes qu'en bordure de l'apex particulièrement là où les skarns sont abondants. Dans les granitoïdes elle peut dessiner une zone, l'endoskarn, parallèle à la zonation éventuelle des skarns : *cette répartition spatiale permet de rattacher la phase d'épidotisation*

au phénomène de *skarnification* qui modifie également l'encaissant métasédimentaire carbonaté avec concentration de scheelite. Elle se traduit par le développement de clinozoïsite (parfois à coeur d'allanite) xénomorphe associée à de l'apatite, à du sphène, à de la pyrrhotite et à de la chalcopryrite. La clinozoïsite cristallise également dans les fractures du quartz appartenant à la phase de silicification : elle peut être frangée ultérieurement par de la pistachite.

2.2.6. Phase hydrothermale

Elle se limite aux roches situées en bordure de l'apex de *la Fourque* notamment lorsqu'elles ont été épidotisées ou encore apparaît le long de fractures (cf.paragraphe 3.2.4.).

Elle se manifeste par la cristallisation de quartz, de calcite, de sulfures parmi lesquels on distingue de la pyrrhotite et de la chalcopryrite, de scheelite, de pistachite et d'actinote.

2.2.7. Développement tardif de microcline

Cette altération apparaît très sporadiquement dans *Véronique* : nous n'en connaissons ni l'importance ni la géométrie.

Du microcline finement maclé remplace les plagioclases et pour une moindre part la clinozoïsite : il cristallise également le long de microfractures en association avec la calcite, l'albite pure et la heulandite.

2.2.8. Altérations ultratardives

Elles sont toujours liées aux microfractures parfois très serrées qui affectent les granitoïdes altérés. On distingue par commodité trois stades successifs dont les paragénèses sont les suivantes :

- stade à quartz
 - . quartz + épidote
 - . quartz + chlorite+sphène+pyrrhotite
 - . quartz + calcite+pyrrhotite
- stade à clinozoïsite
 - . clinozoïsite + chlorite verte + opaques + calcite + quartz
 - . clinozoïsite + séricite
 - . clinozoïsite + calcite
 - . clinozoïsite
- stade à calcite

2.2.9. Altérations chronologiquement mal situées

- altération de l'ilménite : l'ilménite est entourée par de l'anatase elle même frangée de sphène (à rapporter au stade de l'épidotisation),
- développement d'une biotite claire : entre les stades de chloritisation et d'épidotisation, on observe la cristallisation de petites biotites claires parfois zonées.

3. GÉOMÉTRIE DE VÉRONIQUE

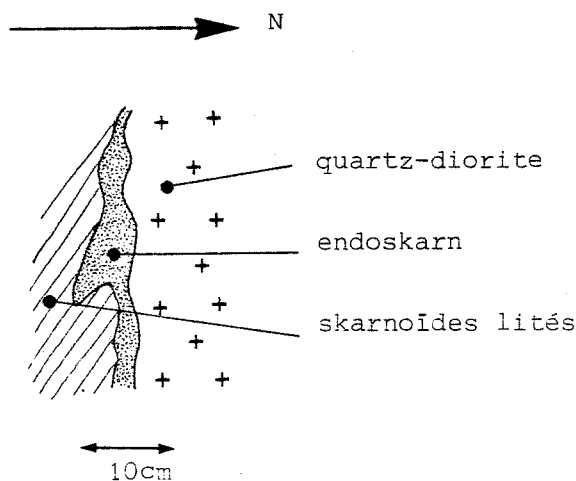
Le quartier "Véronique" est situé au Sud de l'apex de *la Fourque* le long de la bordure granodiorite encaissant métasédimentaire. Cette bordure présente actuellement un contact magmatique lobé intensément repris par plusieurs générations de failles subparallèles à l'enveloppe des lobes. Ces failles, selon le système auxquelles elles appartiennent, ont joué un rôle actif dans les concentrations métalliques en scheelite notamment ou dans la dispersion de celles-ci.

3.1. LES CONTACTS MAGMATIQUES

On peut observer d'importantes portions de tels contacts préservés dans les grands panneaux encadrés par faille, en forme de rentrant vers le Nord dans la granodiorite.

Les contacts magmatiques sont caractérisés pétrologiquement par la succession : roche litée à hedenbergite-grenat-épidote/roche non litée grenue à épidote et quartz/roche équante grenue à quartz-feldspath-biotite et chlorite qui représentent successivement l'exoskarn, l'endoskarn et la granodiorite banale chloritisée. Aucune fissure continue, même à lèvres jointives n'atteste de mouvement relatif entre ces différentes roches (fig. 56).

Fig : 56



Contact magmatique quartzdiorite skarnoïdes.
DV 1446 W

Le long de *Véronique* le contact a la forme de petits golfes subverticaux ou fortement pentés vers le Sud Ouest et ouverts vers l'Ouest à coeur de roches encaissantes métamorphiques injectées par de nombreux filons de microgranite transformé. La stratification est sécante sur le contact dans le fond du golfe, subparallèle sur le bord Nord. Rarement, ce contact est horizontal ou faiblement penté vers le Nord (DV 1486 bis).

Dans la partie supérieure du quartier "*Véronique*" (DV 1430 à DV 1498) les galeries recoupent deux de ces golfes : le premier s'ouvre à l'Ouest du DV 1430 et se retrouve non faillé au minimum jusqu'au DV 1464 : le second s'ouvre en aval et au Nord de l'accès au DV 1470 et peut se suivre jusqu'au DV 1498. (De la même façon, les redans de roches encaissantes dans la granodiorite, exploités dans les niveaux inférieurs de "*Véronique*" DV 1332 à 1365 par exemple peuvent représenter de tels golfes hachés de failles). Ils ont une même section horizontale d'environ $20 \times 20 \text{ m}^2$ et une extension verticale probablement hectométrique (fig.64 p. 145).

Le contact magmatique, granodiorite-encaissant, en bordure Sud de l'apex de *La Fourque* au niveau du quartier *Véronique* entre les cotes 1320 et 1498 est raide et profondément cannelé (cf.fig. 57).

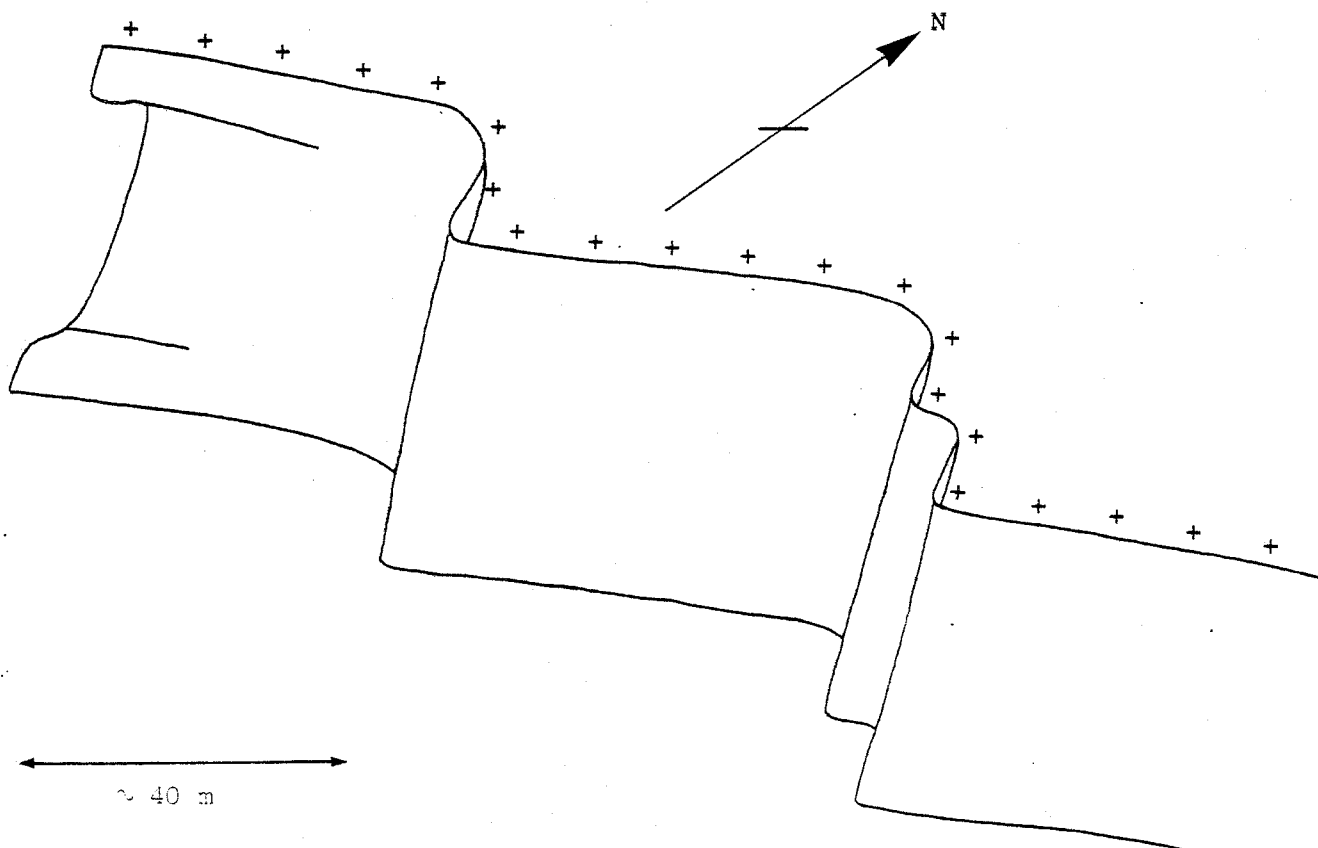


Fig : 57 - Conformation du contact magmatique dans *Véronique*

Il recoupe généralement la stratification au fond des lobes qu'il dessine.

On remarque dans ces panneaux préservés par la tectonique cassante, que si les skarns et skarnoïdes sont épais (quelques mètres), ils sont peu envahis par la pyrrhotite et que les teneurs en scheelite sont rarement élevées (de l'ordre de 0,10 à 0,15% de WO_3).

3.2. LA FRACTURATION ET LES CONTACTS FAILLES

L'apex de granodiorite et les roches de l'encaissant métasédimentaire sont affectés par plusieurs générations de fractures bien exposées en galerie car elles sont souvent accompagnées de minéraux de remplissage filonien qui en facilitent la reconnaissance: en surface les affleurements correspondants, notamment dans les roches carbonatées, sont très médiocres et les failles sont souvent "sèches".

L'étude de la fracturation est délicate pour plusieurs raisons :

- au moins deux des faisceaux de failles sont subparallèles entre eux et font un angle faible avec la stratification et avec les contacts magmatiques.
- les marbres et la pyrrhotite massive d'une part et les roches silicatées comme la granodiorite, les skarns et les skarnoïdes d'autre part ont un comportement contrasté face à la fracturation, les premiers pouvant fluer massivement sans individualisation d'un plan de faille, alors que les secondes cassent. En outre les remplissages filoniens peuvent être différents pour une même génération de faille selon la nature de l'environnement.

Les contacts faillés ont un caractère général au Sud du quartier *Véronique* qui est tracé en majeure partie dans une brèche de faille polyphasée.

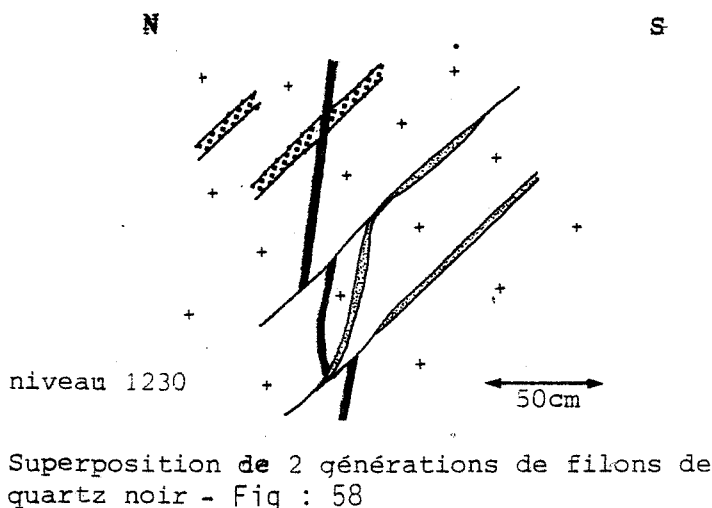
Dans ce paragraphe, les filonnets sporadiques à zéolites qui affectent la granodiorite et qui ne sont le siège d'aucun déplacement, ainsi que les multiples diaclasses tardives qui affectent l'ensemble des roches, ne sont pas analysés.

3.2.1. Les filonnets à quartz noir

Les premières concentrations en scheelite (0,3 à 0,4% de WO_3) sont synchrones de fractures ouvertes à quartz noir précoces dans l'histoire de la tectonique cassante.

De petits filonnets régulièrement espacés d'une puissance de 2 à 3cm recoupent uniquement la granodiorite et les métashales avec une fréquence pouvant atteindre un filonnet tous les 20cm (DV 1470) : ils ont un remplissage de quartz noir dominant et/ou de mispickel, de scheelite en cristaux automorphes ou en enduits

aux épontes et de pyrrhotite subordonnée; leurs épontes peuvent être blanchies (épidotisation) et ils sont fréquemment associés à des greisens bien que ces derniers puissent les recouper. Au microscope on remarque dans le quartz noir de grandes inclusions fluides biphasées. Aucun déplacement relatif n'est observable dans le plan de ces filonnets quelques superpositions rares ont montré l'existence d'au moins deux générations de ces filonnets (cf.fig. 58).



Des mesures isolées ont fourni les valeurs (N 96 N 60) pour les premiers et (N 115 N 95) pour les seconds. Nous ne savons pas si les filonnets N 150 à N 00 subverticaux fréquents dans les niveaux supérieurs de *Véronique* (DV 1486) correspondent à une troisième génération ou se déduisent des précédents par pli.

Dans le cas général nous n'avons pas pu distinguer ces différentes variétés de filonnets car les superpositions ne sont pas exprimées. Le diagramme n° 77 montre la répartition globale de filonnets à quartz noir : les pendages inférieurs à 30° s'obtiennent par des déformations en plis droits de phase bleue au minimum (cf.Chap.2 § 3.3.3.5) ; deux plis observés l'un au DV 1452 et l'autre au DV 1470 sont reportés.

3.2.2. Les mylonites à scheelite-mispickel

La seconde concentration importante en scheelite (teneurs de l'ordre de 0,7% en WO₃, atteignant parfois 2,5%) est localisée au sein de mylonites silicifiées situées notamment au Sud-Est du quartier Véronique (DV 1446, DV 1430, DV 1486...).

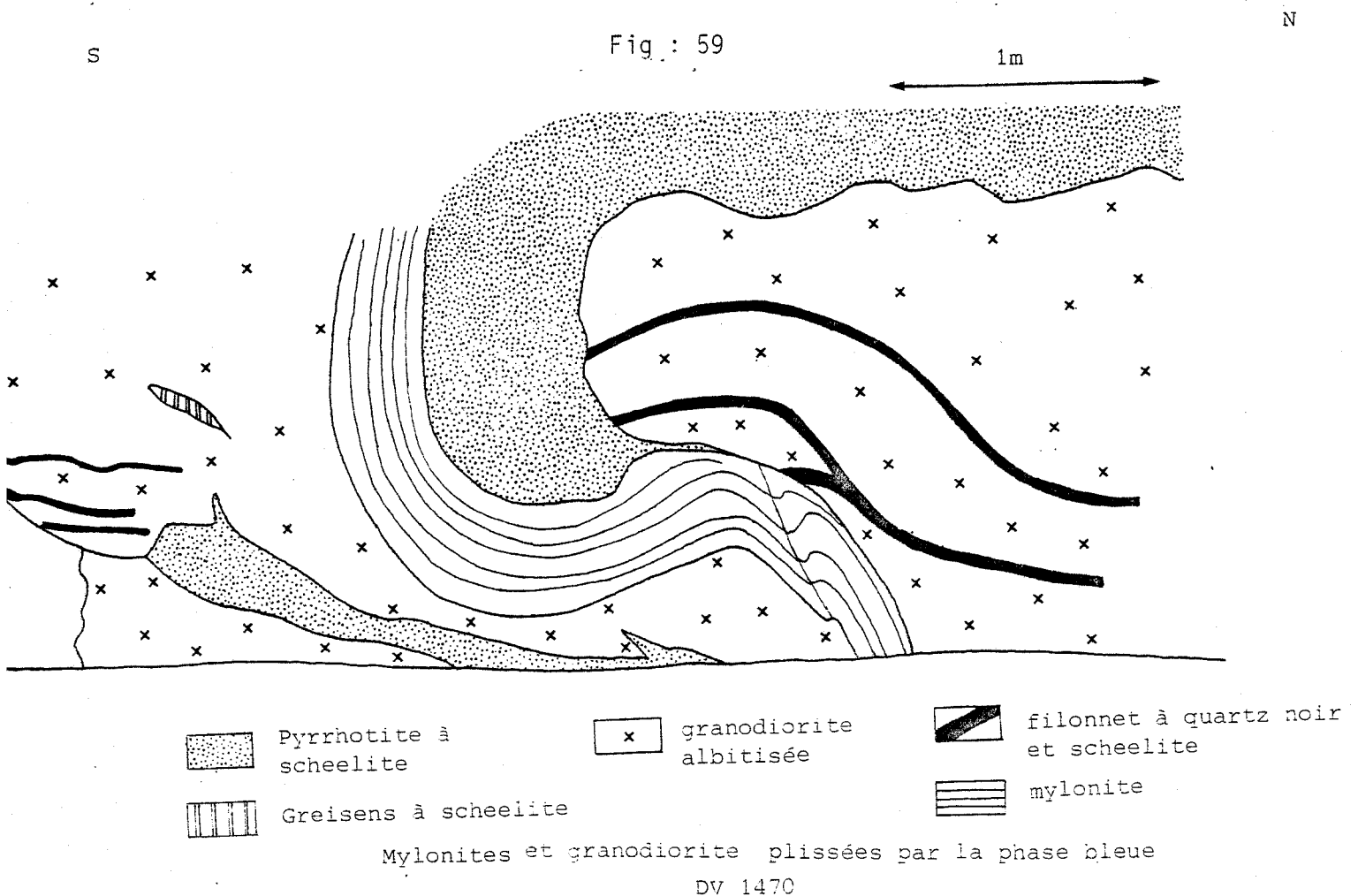
Ces zones mylonitiques apparaissent sous forme de bandes subverticales d'orientation N 90 à N 120 d'une épaisseur de 3 à 5m. Elles sont développées aux dépens de la granodiorite banale à filonnets de quartz noir dont elles emballent de gros blocs écrasés. Ces roches très siliceuses, gris blanc à cassure esquilleuse sont parfaitement litées dans *Véronique* : du mispickel, de la pyrrhotite subordonnée

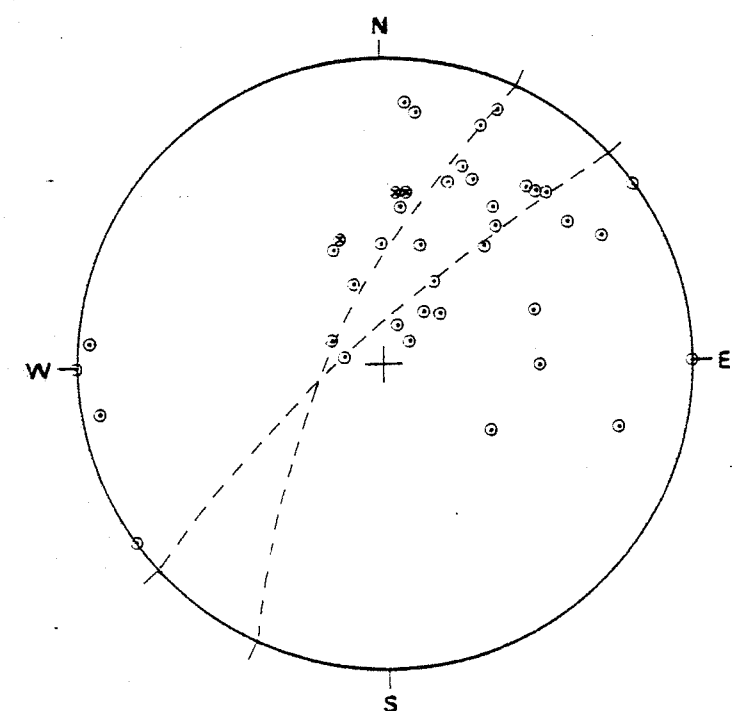
et surtout de la scheelite disposée en films soulignent le litage et confèrent à ces roches un aspect spectaculaire en éclairage ultra-violet.

Observées au microscope elles présentent une alternance de bandes constituées d'une part de porphyroclastes à bords morcelés de plagioclase, d'apatite, de zircon, d'épidote (clinozoïsite et allanite), de scheelite et de mispickel et d'autre part de lanières ondulées de quartz polycristallin, de muscovite et de sphène : enfin de petits cristaux de quartz polygonaux sont disposés en mosaïque et la pyrrhotite s'insinue entre les différents cristaux ou dans les fractures de ceux-ci.

Il n'a pas été possible d'apprécier le mouvement relatif induit dans le plan de ces mylonites : tout au plus la déformation de certains filonnets de quartz noir suggèrent un déplacement senestre de ce mouvement.

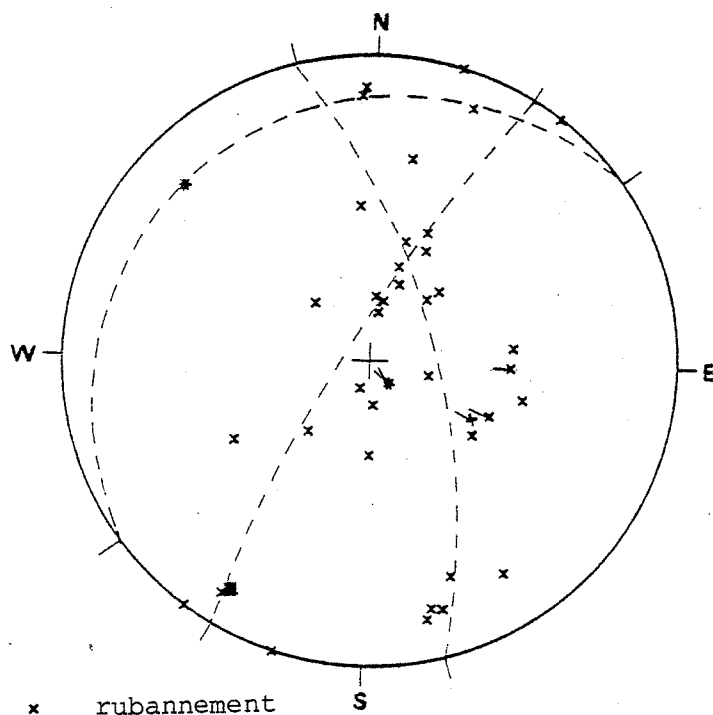
L'épisode de déformation ayant engendré ces mylonites est antérieur aux déformations en plis droits (phase bleue) qui les affectent (cf. fig. 59). Le diagramme 78 illustre la géométrie de ces roches, les trois grands cercles correspondant à des plis métriques de phases bleue et jaune observés aux niveaux DV 1446, DV 1452 et DV 1470.





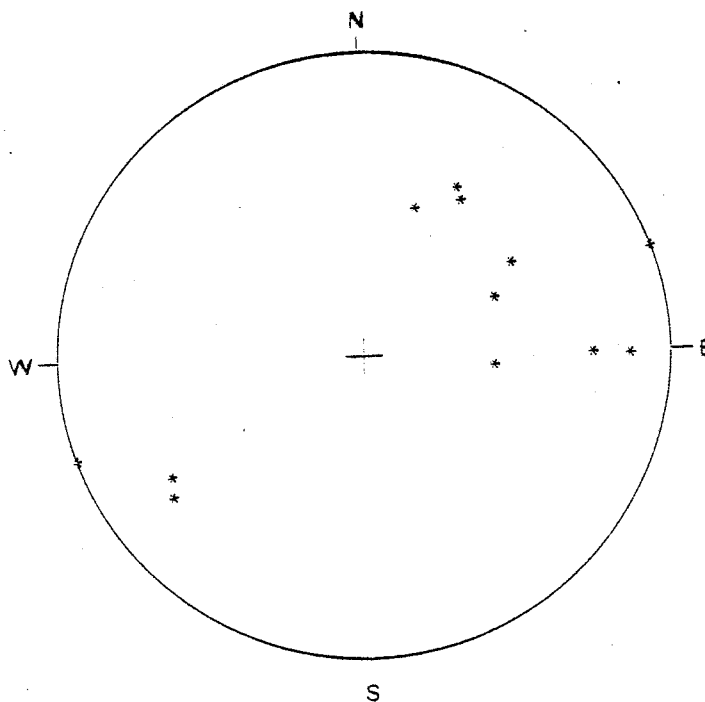
- * filonnets de 1ère génération
- filonnets de 2ème génération

77- s6. filonnets de quartz noir



- x rubannement mylonitique
- * stries

78 - s6. mylonites à scheelite et mispickel



79 - s6. filonnets zonés à grenat-hédenbergite

3.2.3. Les filonnets zonés à grenat rouge-hédenbergite

Les cornéennes calciques sont recoupées dans l'ensemble du gisement par un réseau localement serré de filonnets zonés à coeur de grenat rouge et à bordure d'hédenbergite, d'amphibole verte et parfois d'un peu de scheelite. La zone centrale à grenat a une épaisseur constante de quelques millimètres alors que la zone externe à hédenbergite peut être très large : les cornéennes calciques sont alors massivement transformées en skarnoïdes sombres (cf.fig. 60).

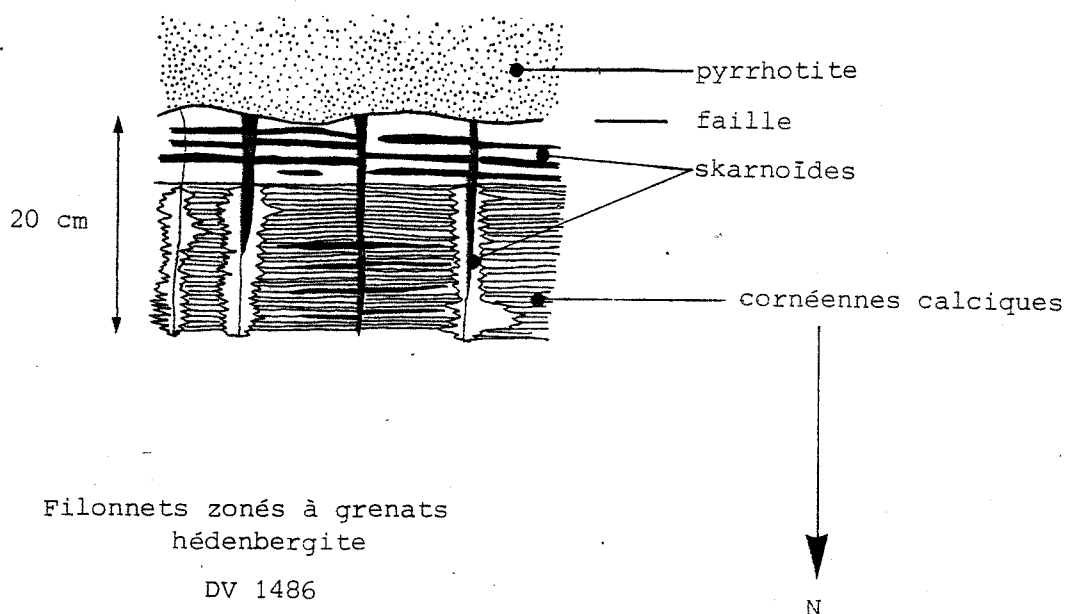


Fig : 60

Aucun déplacement dans le plan de ces filonnets n'est discernable. Leurs rapports avec les filonnets de quartz noir et les mylonites ne sont pas établis car ils n'affectent pas le même type de roches. Exceptionnellement nous avons observé ces veines à grenat sécantes sur deux filons de roches quartzofeldspathiques intrusives dans des marbres; au passage dans le granite la succession des zones devient du centre vers la périphérie : grenat rouge en veine/grenat brun rouge conservant la texture du granite/quartz noir (cf.fig. 61).

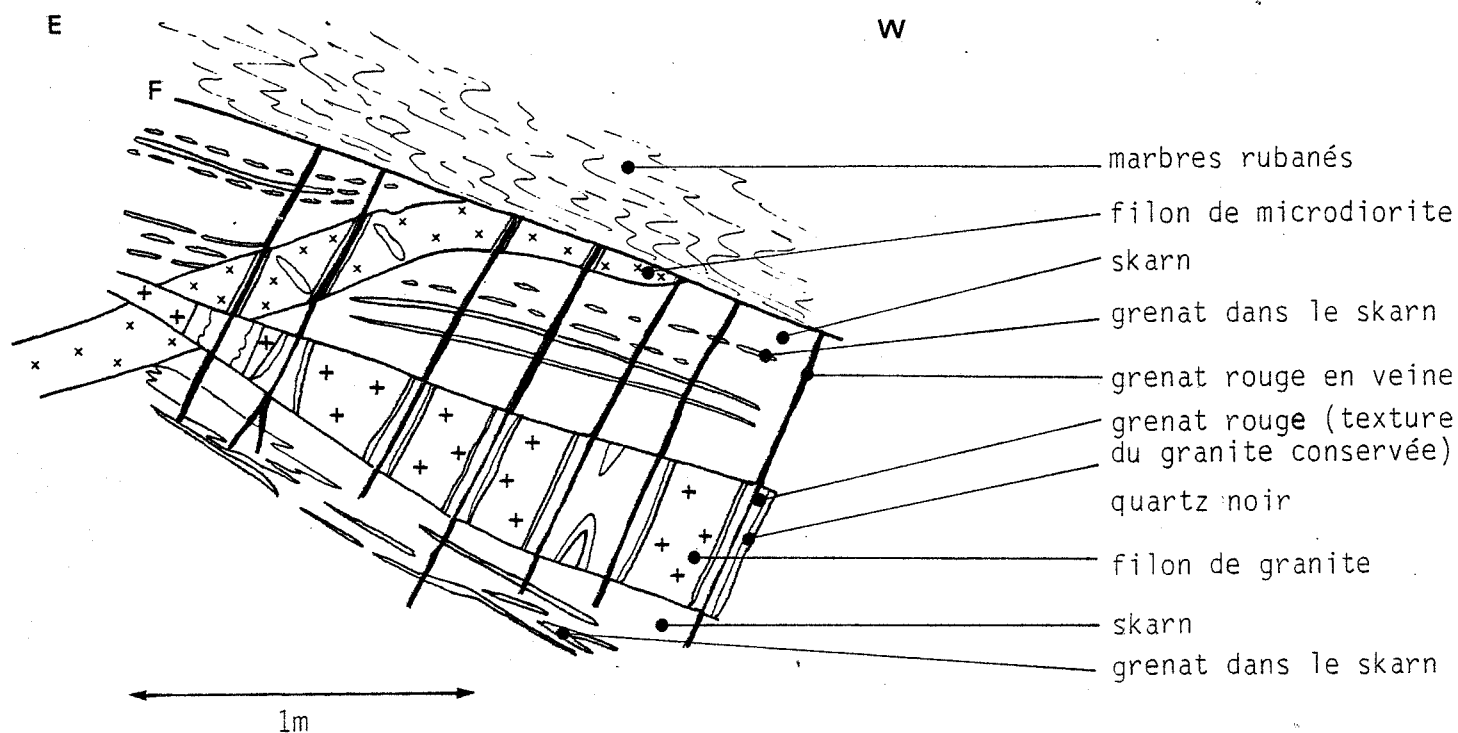


Fig : 61 - filonnets zonés à grenat-quartz noir
recoupant deux filons de granite et les skarns

DV 1458 W

Dans *Véronique* coté Est, les filonnets à grenat-hédenbergite ont des directions variant de N 150 à N 00 et des pendages vers l'Est compris entre 45 et 90°; plus rarement ils pendent vers l'Ouest. Dans *Véronique* coté Ouest ces filons (de même génération) sont groupés autour de (N 115 NE 60) (cf. diagramme 79). Il convient de remarquer que ces veines à grenat hédenbergite n'apparaissent sous forme de fractures régulières que dans des roches suffisamment compétentes comme les cornéennes calciques: dans les marbres ces filonnets sont le plus souvent plissés et boudinés.

3.2.4. Le système de failles dit "grande faille de Véronique"

Une importante zone broyée de plusieurs mètres d'épaisseur, d'orientation Est-Ouest, jalonne la bordure Sud de l'apex de granodiorite de *La Fourque*. Le flanc Sud du golfe s.l (*Formation Sud*) et *Véronique* sont tronçonnés par ce système de failles à répliques multiples. Ces failles ont été le siège de mouvements relatifs importants et ont un intérêt métallogénique considérable certaines correspondant aux lieux de concentrations massives de la scheelite et de divers éléments métalliques, les autres remobilisant et décalant les minéralisations préexistantes.

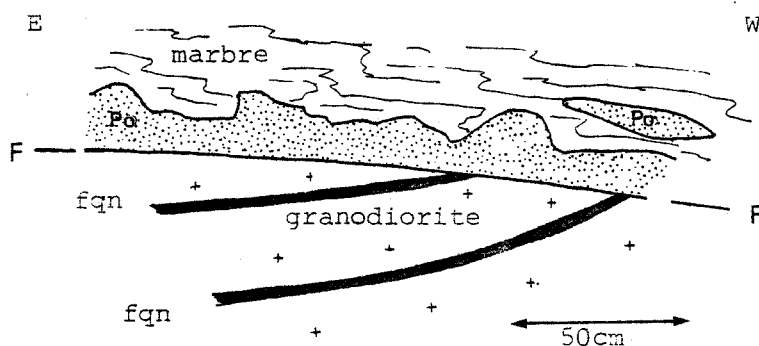
3.2.4.1. existence d'au moins deux générations de failles

Dans la moitié Est de *Véronique* (à l'Est du méridien SMA 506 300) niveaux DV 1430 à DV 1498, on observe les faits suivants : une lentille de pyrrhotite brune à grain fin, à nombreuses mouches de scheelite (teneur moyenne : 2 à 3% de WO_3) s'étend d'Est en Ouest sur 80 m : son épaisseur maximale est de 8m. Tout au long de cette lentille on trouve de grands blocs (de taille pouvant atteindre quelques m^3) de granodiorite parfois à filonnets de quartz noir, de mylonites silicifiées à scheelite mispickel, de skarns et skarnoïdes, auréolés de grenat, ainsi que de grands septas de marbre rubané. La pyrrhotite à mouches de scheelite envahit massivement cette zone fracturée et déborde largement sur les épontes par remplacement préférentiel de la granodiorite, des skarns et des skarnoïdes, dont on distingue la trame silicatée notamment le grenat. L'ensemble a l'aspect (à l'échelle cartographique), d'une caisse filonienne où la pyrrhotite scelle et masque une faille de valeur moyenne (N 90 N 70) : dans la suite du texte cet accident sera nommé Φ_1 .

De nombreuses observations géométriques de détail et la cartographie lithologique et structurale menée dans les niveaux supérieurs de *Véronique* montrent que la faille Φ_1 est recoupée sous un angle faible par un second système de failles que nous nommerons Φ_2 .

a) à l'affleurement :

La pyrrhotite liée aux accidents Φ_1 est parcourue et limitée par des failles (cf.fig. 62) elle est alors souvent injectée par de la calcite et du quartz blancs qui font chuter les teneurs en WO_3 comme on peut le voir par exemple aux extrémités orientales des niveaux DV 1470 et DV 1486.



Granodiorite à filon de quartz noir recoupée par faille-DV 1470-

Fig : 62

b) Cartographiquement :

La caisse filonienne est tronquée à l'Est comme à l'Ouest par des accidents de direction N 120 (cf.fig. 66-67, p.150-151).

3.2.4.2. le système de failles Φ_1

Ce système de faille a joué un rôle primordial dans la concentration du tungstène : les roches fracturées par ce type d'accident ainsi que leurs éponges envahies par de la pyrrhotite à mouches de scheelite fournissent en quantité importante, du minerai à teneur élevée (> 1%) et assez régulière à l'échelle du quartier Véronique.

Les zones broyées revêtent un aspect différent selon la nature initiale des roches affectées :

- A proximité des contacts magmatiques initiaux recoupés avec un angle faible, une brèche de faille à septas de marbre rubané et blocs de granodiorite, de skarn, de cornéennes calciques, de skarnoïdes et de mylonites (rapportées à un stade de fracturation antérieur, cf.paragraphe 3.2.2) est colmatée par du quartz et des sulfures abondants qui envahissent fréquemment, aux éponges comme dans la brèche elle même, les roches contenant des minéraux ferromagnésiens (skarns, skarnoïdes et pour une moindre part la granodiorite). Parmi ces sulfures (déjà décrits par M. FONTEILLES et M. MACHAIRAS), on distingue de la pyrrhotite de couleur brune, en petits cristaux, du mispickel souvent disposé en masses décimétriques aux éponges et de la chalcopryrite à exsolutions de valeriite et de cubanite; en quantités plus faibles on observe, outre la scheelite en cristaux millimétriques subautomorphes contenant de nombreuses inclusions fluides, de la blende, de la galène, de la pyrite, de la bismuthinite et du bismuth natif, de la schapbachite (Ag BiS_2) et de la molybdénite ainsi que du sphène, de la magnétite titanifère et un peu d'or natif.

- Dans l'encaissant carbonaté, elles sont relayées par des zones de "fluage" dépourvues en général de minéralisation (DV 1486 bis). Le marbre est blanchi et a recristallisé en grands cristaux: localement la présence de chapelets de boudins de skarn indique la direction des déformations.

- Dans la granodiorite elles donnent des fractures à remplissage de sulfures qui remplacent également la roche aux éponges.(cf.annexe III, DV 1470 E).

Les caractéristiques géométriques de ce système de failles Φ_1 se déduit cartographiquement : il varie en direction de N 80 à N 90 et a un pendage Nord de 70 à 80°. Les mouvements relatifs induits de part et d'autre de ces failles ne sont pas connus.

L'importante zone broyée qui passe dans *Véronique* se retrouve sur le bord Sud du golfe (s.l.) (*Formation Sud*). Il faut noter cependant que les fractures de type Φ_1 ne sont pas limitées à cette faille du golfe et à *Véronique* : des répliques affectent aussi bien l'apex de granodiorite vers le Nord que l'encaissant métasédimentaire vers le Sud.

3.2.4.3. le système de failles Φ_2

Ce système de faille marque la fin des apports de tungstène : seules quelques concentrations marginales de scheelite en grands cristaux (cm) apparaissent localement. Il a pour effet de fractionner et de décaler les corps minéralisés préexistants.

Ces failles se signalent par la présence de grands miroirs et de brèches recoupant aussi bien l'encaissant métasédimentaire, la granodiorite que les bandes de pyrrhotite massive associées aux accidents Φ_1 .

Les fractures sont :

- tantôt à lèvres jointives, de direction fréquente N 120, avec développement le plus souvent de brèches de failles dont les éléments sont scellés par du quartz blanc, de la calcite, de la chlorite, de l'épidote et de la pyrrhotite.

- tantôt ouvertes et géodiques, de direction fréquente N 95, dans lesquelles cristallisent de la pyrrhotite ("blonde" en grands cristaux) du quartz blanc, de la calcite, de la chlorite verte pulvérulente, et en quantité moindre, de la chalcopryrite, de la pyrite, de la blende noire, de la galène, de l'apophyllite et exceptionnellement de la scheelite.

A proximité de ces failles quand elles affectent la granodiorite, on observe des fentes caractéristiques ouvertes et subhorizontales (pendage inférieur à 30°). Les minéraux, presque toujours automorphes, qui y cristallisent sont identiques à ceux associés aux fractures de type Φ_2 décrits ci-dessus (cf. fig. 63). Dans les cornéennes calciques et les skarnoïdes, il est probable par analogie géométrique, qu'on puisse leur faire correspondre les fentes assez rares à calcite-amphibole qui affectent ces roches.

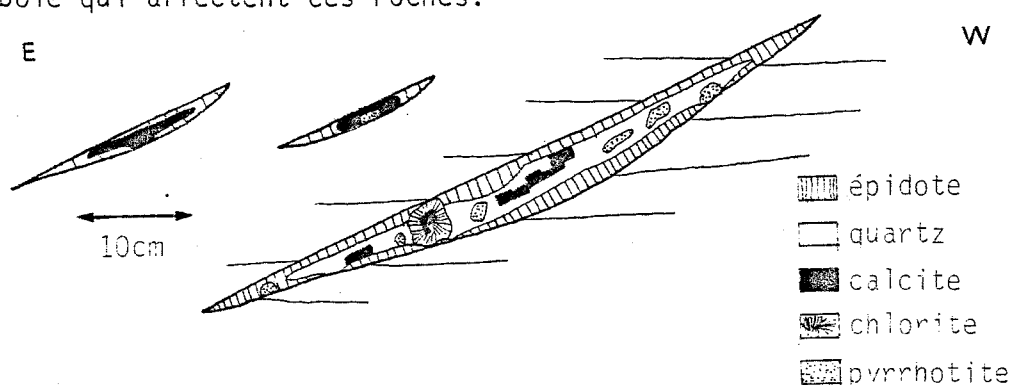


Fig : 63- fissures ouvertes dans la granodiorite - L 1231

Sur le diagramme 80 sont reportées les mesures des plans de faille Φ_2 : ces surfaces sont gondolées, indépendamment des phases de déformation souple, ce qui entraîne la dispersion des mesures. Nous avons distingué d'une part les fractures à lèvres jointives dont les valeurs s'échelonnent de (N 116 N 75) à (N 136 N 50) et d'autre part les fractures à remplissage filonien géodique donnant de grands miroirs (N 96 N 40 à 80) : les fentes ouvertes à faible pendage sont groupées principalement autour de deux valeurs (N 46 SE 22) et (N 170 W 30). (cf. diagramme n° 80)

Les deux populations de failles de direction moyenne N 116 à N 136 et N 96 ne peuvent pas s'expliquer par des ondulations locales des plans de fracture. Deux possibilités se présentent :

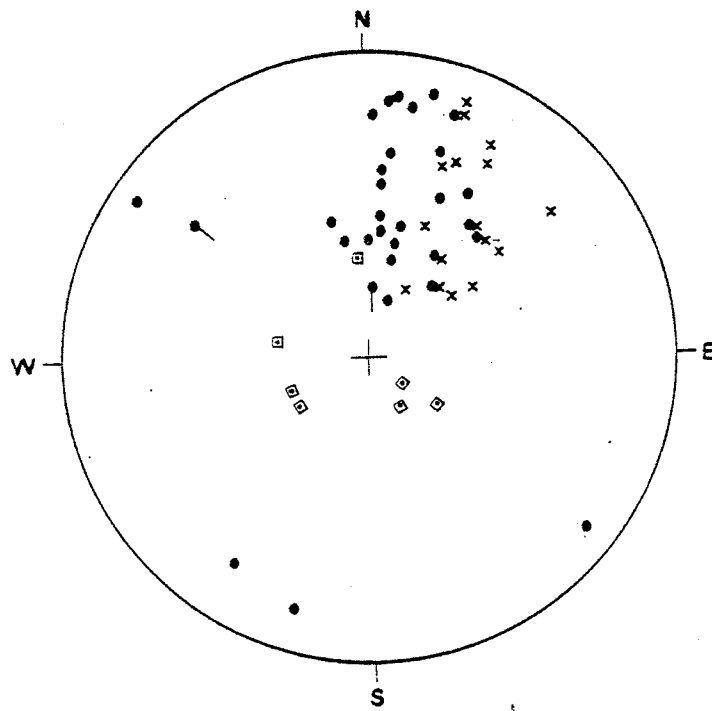
- Le système Φ_2 composite est constitué par deux générations de failles de directions N 116 à 136 et N 96 : dans cette hypothèse les constructions géométriques indiqueraient que le faisceau N 96 est tardif par rapport au faisceau N 116 à 136.

- Le système Φ_2 est constitué par des failles disposées en échelons avec fractures en extension de direction N 96. Comme ces observations ont été faites en mine et que les galeries suivent étroitement ce double réseau de failles, il est délicat de trancher entre les deux possibilités : cependant le système de failles en échelons rend compte, pour un même remplissage filonien, des deux orientations de fractures.

De nombreuses observations de détail (filons de microgranite recoupés et déplacés, crochons, cupules, granodiorite surmontant l'encaissant métasédimentaire par l'intermédiaire d'un contact anormal) indiquent que le faisceau de failles Φ_2 est inverse et senestre. A l'échelle de la mine les coupes de la S.M.A. montrent que la série sédimentaire est engagée par faille sous l'apex de granodiorite de *la Fourque* : cette disposition ne peut s'expliquer que par des mouvements inverses des failles puisque le contact magmatique initial est subvertical.

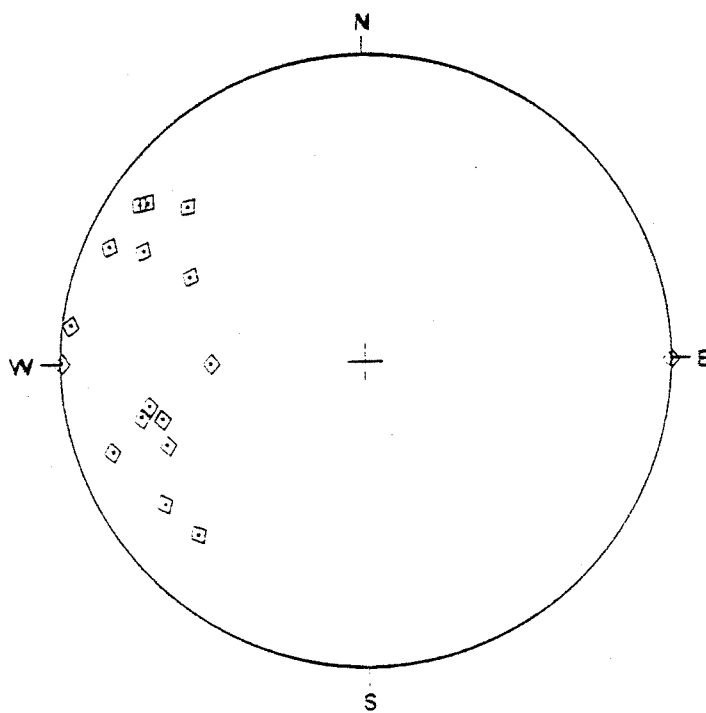
On note également que ce système de fractures Φ_2 recoupe les structures souples de plan axial N 90 à 150 subvertical (phase bleue) et leur est donc postérieur.

Ce système de faille mis en évidence dans le quartier *Véronique* affecte l'ensemble de l'apex de *la Fourque* sous forme de grands couloirs de cataclase espacés. Par analogie de nature du remplissage filonien, de direction et de disposition géographique, on peut rattacher à cet épisode de fracturation l'importante zone broyée jalonnée d'indices de pyrrhotite située à la base du *bois du Maillet* (cf. § 253 chap.1).



- failles Φ_2 ouvertes
- * failles Φ_2 à lèvres jointives
- ▣ fentes ouvertes à chlorite

80- s6. grande faille de *Véronique* Φ_2



81- s6. fractures tardives

3.2.5. La fracturation tardive N 30 et N 160

Ce système de fracturation est tardif à la fois par rapport à la structuration due à la phase bleue de la série métasédimentaire et à l'ensemble des roches néoformées en bordure de l'apex de granodiorite (en particulier à la minéralisation en tungstène) : ses rapports avec les phases de déformations souples marron-jaune et orange ne sont pas connus.

Il affecte de façon uniforme l'ensemble des roches, y compris le minerai, sous forme de grandes diaclases et plus rarement de failles ouvertes avec un déplacement, souvent subhorizontal dextre, n'excédant pas quelques mètres. On observe parfois le développement de brèches de faille très grossières à matrice argileuse non consolidée. De la limonite et des cristaux automorphes de calcite peuvent tapisser les parois des diaclases ouvertes qui sont par ailleurs le lieu d'écoulement des eaux météoriques qui tracent éventuellement de véritables petits karsts dans les roches carbonatées.

Le diagramme 81 montre les deux groupes de fractures centrés autour des valeurs (N 34 NW 80) et (N 164 NW 78).

3.3. ILLUSTRATION DES DIFFERENTS CONTACTS

3.3.1. Etude de détail du niveau 1486

Ce chantier situé dans la partie haute de *Véronique* présente les différents types de contacts sur une des plus grandes coupes disponibles, transverse sur les structures.

Le compartiment Nord (cf. fig. 64) très régulier, est constitué par des cornéennes calciques engagées dans un pli de flanc ou une charnière de pli de phase rouge (angle important entre la schistosité et la stratification, transposition) puis injectées par des sills de microgranite et recoupées à angle droit par la granodiorite : le contact magmatique entre les deux ensembles dessine un golfe ouvert vers l'Ouest faillé sur ses deux bords par le système de fractures Φ_2 . Les cornéennes sont parcourues localement par des filonnets zonés à coeur de grenat et à périphérie d'hédenbergite et d'amphibole verte : au-delà d'un front sinueux sécant sur la stratification, elles sont transformées en skarnnoïdes sombres, eux-mêmes partiellement envahis par de la pyrrhotite.

Véronique Nord

Contact magmatique golfé

DV 1486

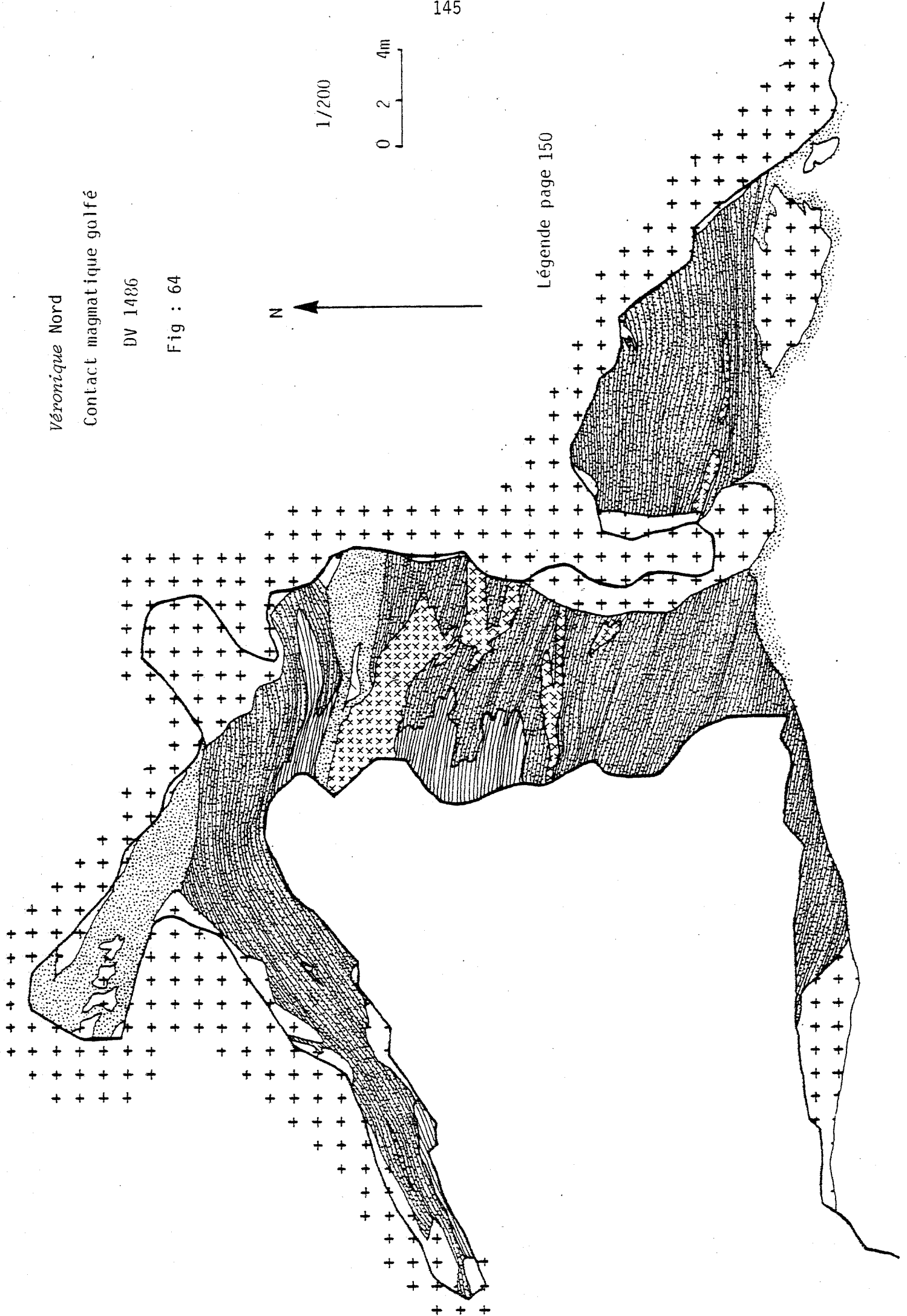
Fig : 64

N

1/200

0 2 4m

Légende page 150



Sauf au passage de failles secondaires, les skarnoïdes ont une teneur en WO_3 basse et régulière de l'ordre de 0,15% (cf.fig. 65a p. 149).

Le compartiment Sud s'oppose au compartiment Nord par sa lithologie variée et imbriquée. Les metashales et les marbres rubanés graphiteux sont injectés par d'importantes lames de granodiorite albitisée et recoupée par de nombreux filons de quartz noir : des corps de skarns souvent totalement envahis par la pyrrhotite sont développés au contact marbres graphiteux-granodiorite (cf.fig. 66 p. 150).

Cinq événements de tectonique cassante apparaissent :

- Au parement Sud, la lame de granodiorite albitisée est recoupée par un réseau de filons de quartz noir (souvent associés à de petits greisens à scheelite).

- Cette granodiorite à filons de quartz noir est mylonitisée : la granodiorite est progressivement orientée et les filons de quartz noir sont étirés et courbés avec une composante senestre. La scheelite se dispose avec le mispickel parallèlement au litage des mylonites, les zones les plus écrasées étant les plus minéralisées en WO_3 (cf.fig. 65 c et d).

- Au Nord du pilier constitué essentiellement par des marbres rubanés graphiteux se trouve une grande lentille de pyrrhotite allongée d'Est en Ouest dans laquelle sont emballés de grands blocs de granodiorite (parfois à filons de quartz noir), de marbre ainsi que de skarn dont le grenat reste souvent visible à travers les différentes altérations.

La scheelite, en petites "mouches" très abondantes donne des teneurs en WO_3 constantes et élevées, en moyenne de 4 à 7% (cf.fig. 65 b et d).

- Une fracture majeure Φ_2 , discrètement exprimée en galerie par du quartz, de la calcite et des sulfures filoniens, recoupe cartographiquement la lentille de pyrrhotite et les mylonites et les juxtaposent avec les skarnoïdes non faillés du compartiment Nord. Cet accident comporte de nombreuses ramifications dont une affecte les mylonites.

Ces observations permettent d'établir un schéma structural (cf.fig. 67 p.151)

3.3.2. Géométrie de Véronique entre les niveaux 1430 et 1498

Les différentes unités lithologiques et structurales ont été suivies de niveau en niveau dans la partie supérieure de *Véronique*. Les figures de l'annexe II indiquent les résultats obtenus dans les dépilages superposés DV 1446, DV 1470, DV 1486 et DV 1492 : on en déduit 8 coupes sériées interprétatives données en annexe III (on notera que ces interprétations sont délicates à établir pour les coupes 7 et 8 car les galeries suivent exactement le minéral, apparemment simplement

structuré, et n'ont donc aucune extension dans un plan vertical Nord-Sud.

Il apparaît sur tous les plans et coupes que le corps minéralisé *Véronique* est composite : il résulte de la juxtaposition par le système de faille Φ_2 de deux corps minéralisés distincts "*Véronique Nord*" et "*Véronique Sud*".

Véronique Nord est constitué par un golfe magmatique penté et ouvert vers l'Ouest, à coeur de cornéennes calciques, situées dans une charnière majeure ou secondaire d'un pli de phase rouge, injectées par un chevelu filonien de microgranite et de microgranodiorite. Les transformations métasomatiques, à la faveur des plans de schistosité et, à un moindre degré le long de fractures sans déplacement, entraînent le développement d'épaisses zones de skarnoïdes irrégulièrement envahis par de la pyrrhotite.

En dehors de leurs bordures Nord et Sud faillées, ces golfes ont une structure simple régie par les phases de déformations souples.

Les teneurs en WO_3 sont en général faibles à moyennes de l'ordre de 0,15 à 0,60% : elles sont toujours étroitement dépendantes du développement sinueux de la pyrrhotite aux dépens des skarnoïdes.

Véronique Nord étant recoupé à sa base par une faille inverse senestre (Φ_2), le panneau correspondant s'il n'a pas été trop fragmenté doit exister en aval vers l'Est des travaux actuels.

Véronique Sud est constitué par des métashales et les marbres graphiteux dérivés du faisceau noir (e) injectés par d'importantes lames de granodiorite. Les marbres sont fréquemment transformés en skarns. Plusieurs épisodes de déformations cassantes, contemporains de minéralisations massives, superposés aux déformations souples confèrent à ce quartier une géométrie complexe : il a l'aspect d'une épaisse brèche de faille polyphasée envahie par des sulfures riches en scheelite. Ce corps de minerai étant recoupé à son sommet par une faille inverse senestre le panneau correspondant doit être recherché en amont vers l'Ouest des travaux actuels (la surface topographique étant relativement proche, il est possible qu'il ait été décapé par l'érosion).

De l'étude de *Véronique Sud* principalement, il apparaît que les stades de concentration de la scheelite sont nombreux et sont presque tous reliés à des déformations cassantes échelonnées dans le temps. On peut distinguer trois groupes composites de minerais dont la chronologie se calque sur celle établie pour les fractures.

- Le minerai à gangue silicatée :

la scheelite est associée à des minéraux silicatés, les minéraux sulfurés (mispickel et pyrrhotite) étant subordonnés et les minéraux carbonatés étant quasi absents : ce sont les imprégnations en scheelite des skarns et skarnoïdes, de la granodiorite dans la masse ou sous forme de filonnets à quartz noir, de greisens à scheelite ou encore des mylonites (dérivées de granodiorite).

Ce groupe apparaît précocément dans l'histoire du gisement : il précède les déformations souples de phase bleue.

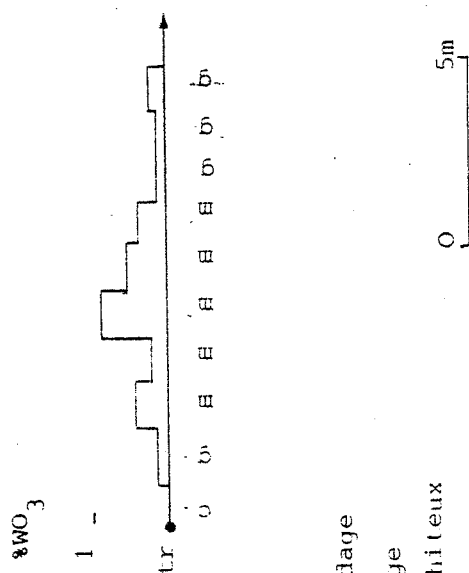
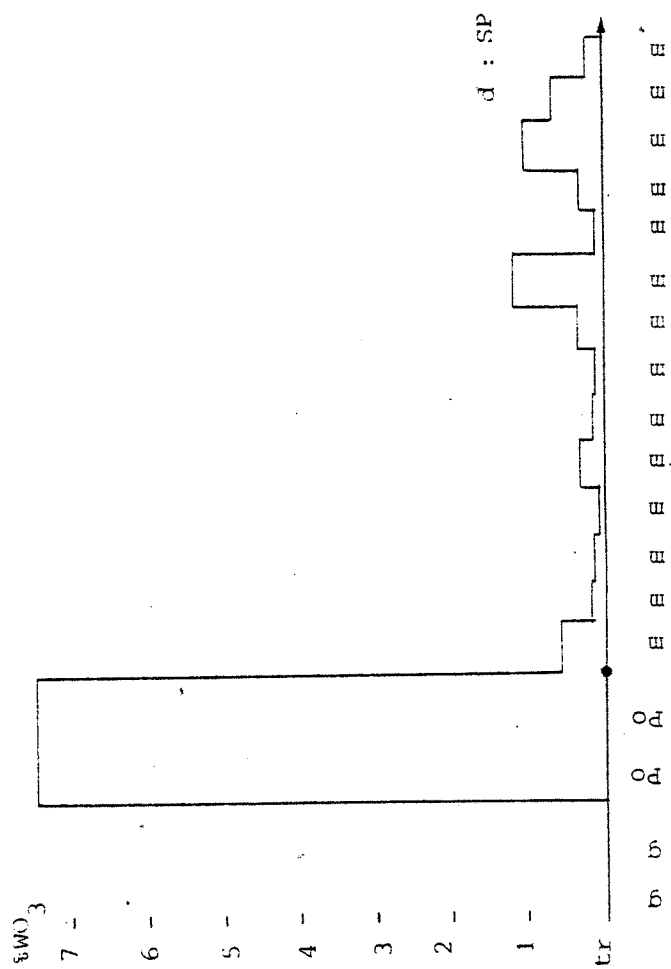
- Le minerai à gangue sulfurée :

La scheelite cristallise avec des minéraux sulfurés et silicatés en proportions comparables, les minéraux carbonatés étant toujours quasi absents. A ce groupe se rattache le minerai associé à la pyrrhotite "brune" qui envahit les skarns et skarnoïdes et scelle les failles Φ_1 . Ce groupe est tardif par rapport au précédent.

- Le "minerai" à gangue carbonatée (économiquement dépourvue d'intérêt).

La scheelite est associée, quand elle existe, à des minéraux silicatés et à de la calcite, les sulfures étant subordonnés. Il s'agit des concentrations locales et marginales liées aux failles Φ_2 . Ce groupe clot l'histoire des concentrations en tungstène.

Teneur en WO_3 en fonction de la lithologie
par sondages percutants

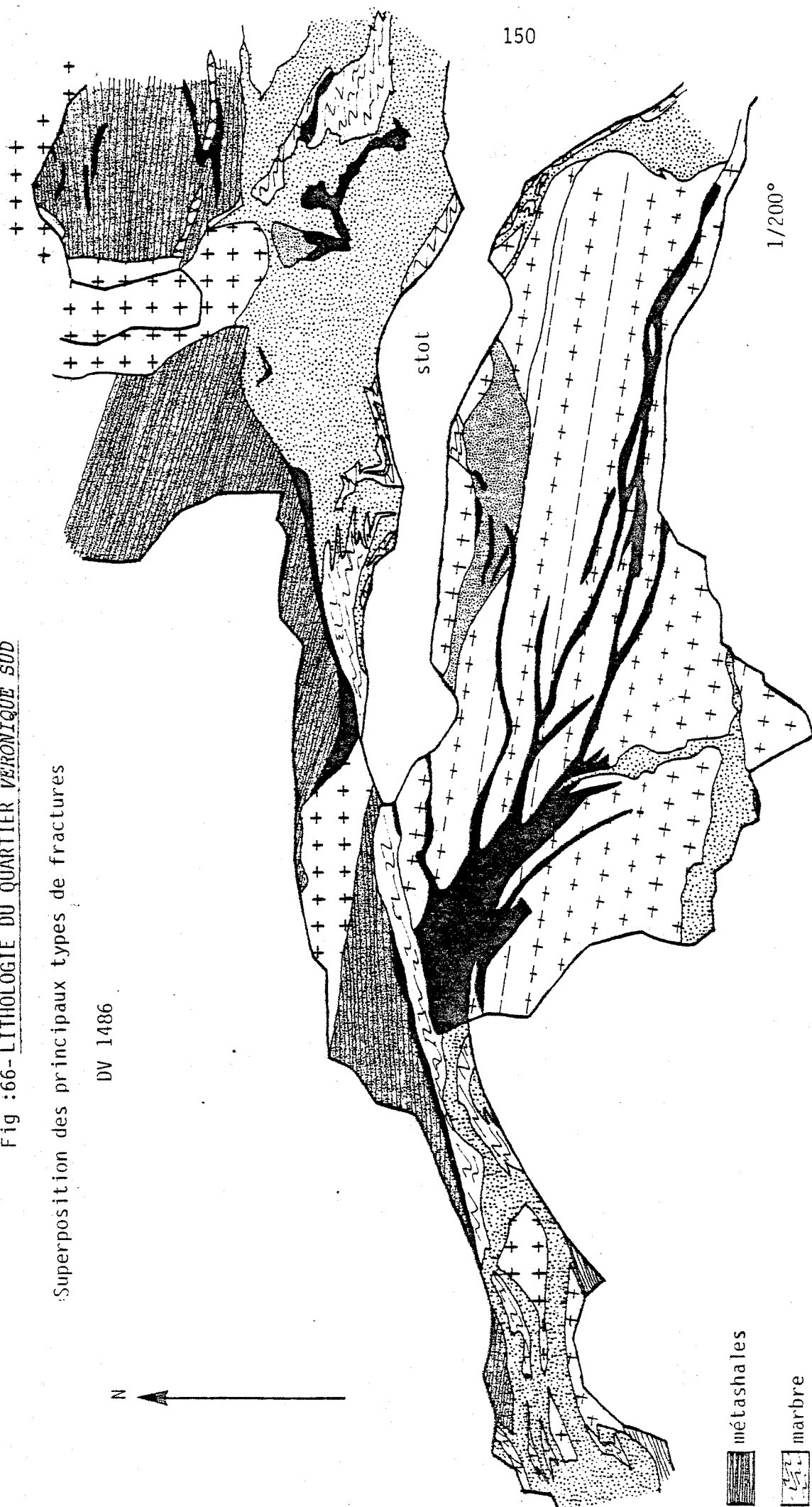


m-Po : mylonite et pyrrhotite

Fig :66-LITHOLOGIE DU QUARTIER "VERONIQUE SUD"

Superposition des principaux types de fractures

DV 1486



150

1/200°

0 2 4m

métashales

marbre

cornéennes calcaïques
cornéennes skarnoïdes

skarns

+ granodiorite

+/-+ mylonite et
granodiorite

x x x microgranite

pyrrholite

quartz-calcite
de faille

Identification et rapports chronologiques des principaux types de fracture - DV 1486



Tableau IV

TECTONIQUE CASSANTE

Phases souples	Phases cassantes remplissage	Géométrie	Rejeu	Tungstène
rouge				
verte	Filons à quartz noir - Pyrrhotite scheelite - mispickel		cisaillement nul ouverture cm	importantes concentrations au sein de certains filons
	Filons zonés à grenat - Hédénbergite scheelite rare		cisaillement nul ouverture cm	faibles teneurs en scheelite (mais grandes quantités)
	Mylonitisation : mispickel pyrrhotite - scheelite		cisaillements importants	importantes teneurs en scheelite
bleue				
	ϕ_1 : sulfures - scheelite quartz - wolframite	N 90 N 70	cisaillements importants	importantes teneurs en scheelite et grandes quantités
	ϕ_2 : sulfures - silicates très peu de scheelite	N 120 N 50-70 N 90 N 50-70	inverse senestre (hectométrique)	recoupe et disperse les corps minéralisés
	failles tardives : calcite limonite - eau météorique	N 34 NW 80 N 164 NW 78	faible ou nul	recoupe les corps minéralisés

4. GÉOMÉTRIE D'ENSEMBLE DE LA MINE

Après avoir testé les méthodes de l'analyse structurale sur l'exemple complexe du quartier *Véronique*, le même travail reste à affectuer dans l'ensemble des travaux : le regroupement des résultats permettra de fournir un modèle global de la structure de la mine incluant en particulier les corps minéralisés.

4.1. CONDITIONS D'OBSERVATIONS

Comme les renseignements structuraux proviennent pour la plupart des roches de l'encaissant métasédimentaire, l'envahissement par la granodiorite isotrope et/ou par les sulfures (ce qui est le cas général à *Salau*) constitue un facteur limitatif pour l'observation; les galeries sont en outre souvent tracées dans la granodiorite pour des raisons de solidité. Quelques recoupes et la galerie de recherche du niveau 1430 font exception et fournissent de précieuses indications.

4.2. FAITS DE TERRAIN EN MINE

Les données lithologiques obtenues en sondage et en galerie indiquent sans ambiguïté l'existence d'une grande antiforme à coeur de métashales encauchonée à la cote 1510 environ dans les marbres et les cornéennes calciques; elle est largement intrudée par la granodiorite (qui contient encore de grands septas de métashales) et son flanc Nord est faillé. Le plan donné à la figure 48 p.116 fournit une section horizontale de ce pli.

L'analyse du rapport schistosité précoce *Sr* et stratification *So* indique qu'au Nord de la "grande faille de *Véronique*", le *golfe*, la *Formation Nord* et *Véronique Nord* sont situés dans un flanc inverse de pli de phase rouge; au Sud de cette faille, le *S.C.* est situé en flanc normal. De plus, l'angle fort entre *So* et *Sr* et le début de transposition de *So* atteste que tous les quartiers sont proches de la charnière.

Enfin, rappelons que l'analyse microtectonique a révélé une antiforme de phase bleue immédiatement au Sud du *S.C.* (cf.diagramme 59).

4.3. INTERPRETATION DE CETTE STRUCTURE

On a vu au chapitre premier § 51.2 qu'il est possible de reconstituer la colonne lithostratigraphique en mine. *Véronique Sud* et la lentille minéralisée G 434 situées de part et d'autre de l'antiforme sont développées aux dépens de roches appartenant initialement au sommet de la série gréso-pélique rubanée C (métashales ou "cornéennes schisto-feldspathiques"), au faisceau noir e (marbres gris et blancs et skarns) et à la base du faisceau carbonaté de *Salau*, ensemble des barégiennes g (cornéennes calciques et skarnoïdes). Compte-tenu de la polarité sédimentaire établie en dehors de la mine, cette antiforme est donc un anticlinal.

La "grande faille de *Véronique*" même si elle a un rejeu important ne modifie pas sur le flanc Nord de l'anticlinal la succession des terrains sédimentaires que l'on retrouve sans terme absent de part et d'autre du miroir (la formation conglomératique d et les shales noirs sont absents pour des raisons sédimentaires : voir leur forme lenticulaire décrite au chapitre 2.2.). Le rôle de cette faille consiste donc en un redoublement de ce flanc Nord approximativement parallèlement à lui-même ce qui n'entraîne aucune complication dans l'étude de cette déformation souple au niveau d'observation considéré.

La phase bleue à l'origine de l'antiforme située immédiatement au Sud du S.C. dans l'axe apparent de l'anticlinal considéré n'explique pas l'inversion du rapport S_o/S_r entre le S.C. et le *golfe*; cet anticlinal est obligatoirement de phase rouge et la trace du plan axial passe entre ces deux quartiers dans une zone maintenant complètement envahie par la granodiorite : ultérieurement, il est replié vers le Sud-Ouest par un pli de phase bleue. (On constate effectivement que seule la phase bleue, dont la direction originelle est N 150 (cf. § 4.2.2 deuxième partie), peut rendre compte d'une déformation vers le Sud-Ouest d'un pli de phase rouge de direction habituelle N 110).

Cette interprétation est illustrée par les figures 68 et 69.

4.4. COMPARAISON AVEC LES STRUCTURES AFFLEURANTES

Cette structure établie en mine correspond parfaitement à l'anticlinal précoce verticalisé par la phase verte et replié vers le Sud-Ouest par la phase bleue que l'on peut suivre à l'affleurement le long du bord Sud du *golfe du Bois d'Anglade*. (cf. annexe 1).

On remarquera que dans les charnières de phase bleue, les axes des plis antérieurs, ordinairement N 110 subhorizontaux, plongent en général vers le Nord-Est avec un angle de 40 à 60° correspondant à la pente moyenne de la surface topographique : le subparallélisme entre l'axe de cet anticlinal précoce et la surface topographique est la raison pour laquelle les metashales (c) n'affleurent pas massivement comme on aurait pu s'y attendre dans le *Bois d'Anglade* entièrement situé dans le faisceau carbonaté de *Salau*.

4.5. CONCLUSION

On peut donner un schéma *qualitatif* de la mine de *Salau* (cf. fig. 68 et 69) :

- *Véronique Nord*, le golfe s.s. et la formation *Nord* sont situés au Nord de la faille Φ_2 , sur le flanc Nord de l'anticlinal, de part et d'autre de l'apophyse de granodiorite le long des lobes magmatiques qu'elle dessine. Ils sont constitués essentiellement par des cornéennes calciques partiellement transformées en skarnoïdes : leur géométrie est principalement gouvernée par la tectonique souple et par la formation du contact magmatique. Ils sont faillés sur leurs bords Sud et les compartiments manquants doivent se trouver en aval et vers l'Est. (un sondage implanté au niveau 1230 (DB 12) en aval de *Véronique Nord* a trouvé 9m de minerai à une teneur en WO_3 supérieure à 1%).

- *Véronique Sud* et la formation *Sud* sont situées à cheval et côté Sud de la zone faillée Φ_1 - Φ_2 également sur le flanc Nord de l'anticlinal précoce de part et d'autre de la même apophyse de granodiorite. Ils ont une lithologie complexe constituée par la partie supérieure des metashales (c), par les marbres rubanés du faisceau noir (e) et les skarns (massivement envahis par de la pyrrhotite) qui en dérivent ainsi que de par de puissantes lames de granodiorite déjà minéralisée à des stades d'altération précoce. L'ensemble est vigoureusement déformé par des épisodes successifs de fracturation (mylonitisation à scheelite-mispickel, Φ_1) accompagnés de nouvelles cristallisations de scheelite. Tardivement ils sont recoupés et limités au Nord par le faisceau de faille Φ_2 : les compartiments manquants probablement érodés, doivent se situer en amont vers l'Ouest. La géométrie de *Véronique Sud* et de la formation *Sud* est essentiellement gouvernée par la tectonique cassante.

- Le S.C. et la lentille G 434, quant à eux, sont situés sur le flanc Sud de l'anticlinal précoce de part et d'autre de l'apophyse de granodiorite. Ils sont constitués par les marbres rubanés du faisceau noir (e) et les cornéennes calciques (g) respectivement transformés en skarns et en skarnoïdes envahis par de la pyrrhotite. Leur géométrie est principalement gouvernée par les structures souples et par la forme du contact magmatique.

Ce modèle constitue une approche qualitative de la géométrie de la mine : une étude de la fracturation est nécessaire pour quantifier les mouvements des différentes générations de failles.

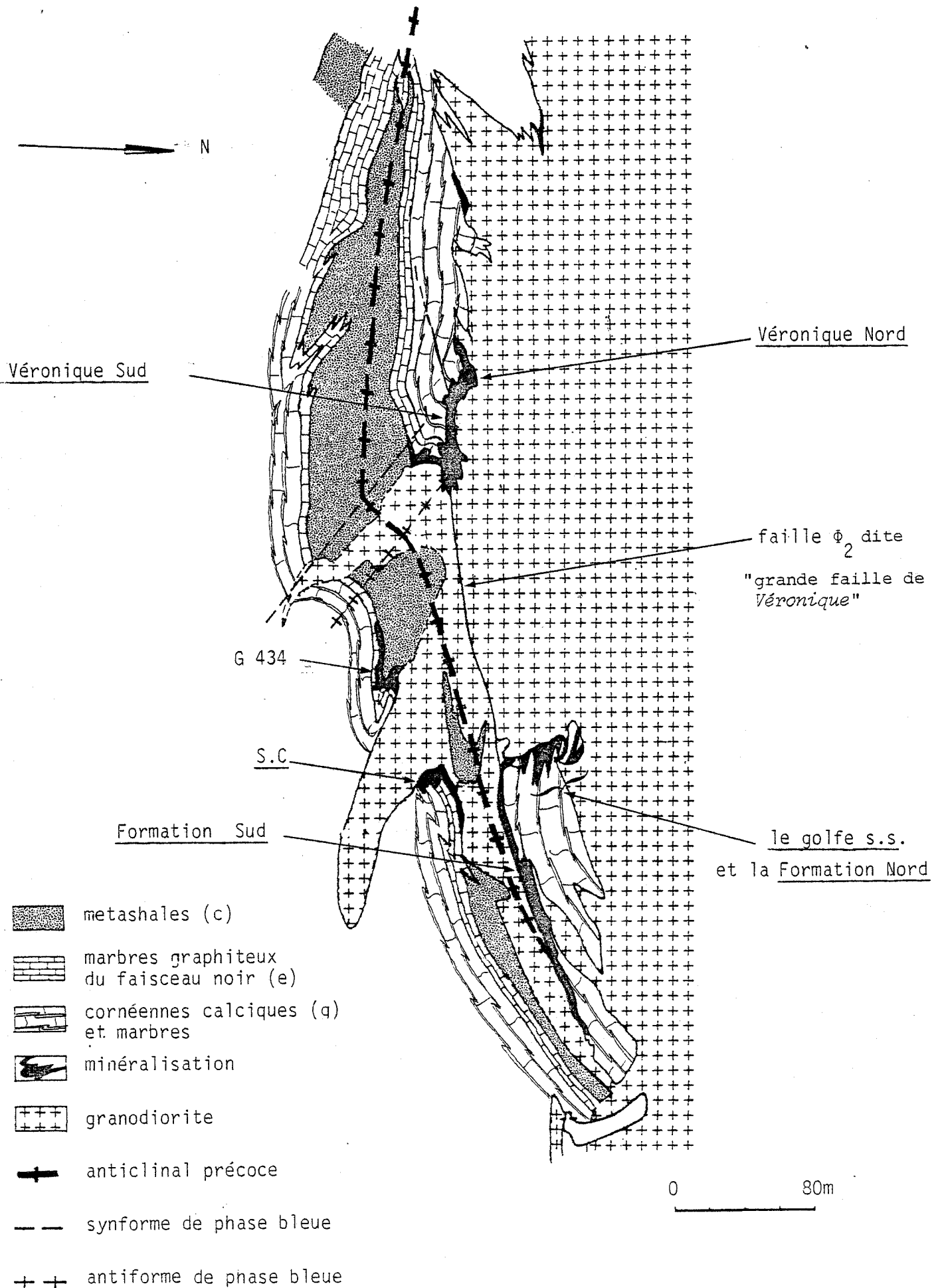


Fig : 68 - Carte structurale du niveau 1420
(contours lithologiques SMA)

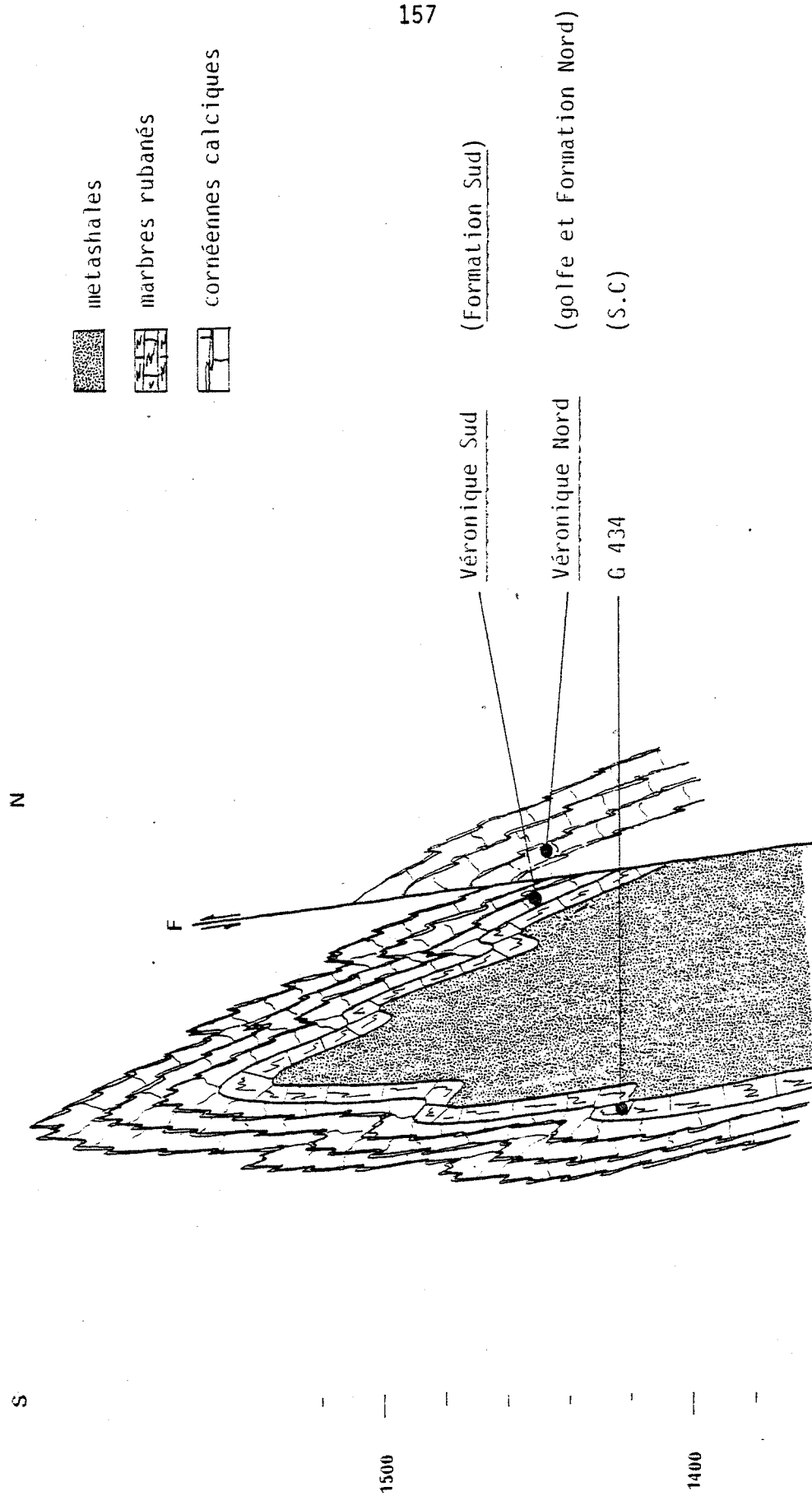


Fig : 69 - Coupe schématique de la charnière précoce et situation des corps minéralisés
(la granodiorite n'est pas représentée)

ANALYSES CHIMIQUES

- ROCHES SÉDIMENTAIRES
- ROCHES SÉDIMENTAIRES
TRÈS TRANSFORMÉES
- GRANITOÏDES

Shales bleutés

Désignation	n°	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF ₁₀₀₀	H ₂ O ⁻	Total
Shale bleuté inf.	500	55,67	1,03	25,42	7,53	0,08	0,83	0,45	1,05	3,00	0,09	3,77	0,09	99,01
"	501	53,25	0,34	10,65	18,55	0,14	5,01	2,10	1,56	0,03	1,43	5,77	0,44	99,27
"	502	52,87	1,01	24,99	10,35	0,11	1,62	0,90	0,51	2,20	0,25	4,08	0,09	98,98
"	503	61,50	0,81	19,04	9,07	0,05	1,61	0,62	1,10	1,94	0,14	3,44	0,02	99,49
"	504	46,87	1,25	30,32	8,35	0,09	0,60	0,54	0,67	4,06	0,18	5,02	0,08	98,03
"	505	54,71	1,04	24,79	7,50	0,05	1,41	2,56	1,36	1,58	0,10	4,42	0,09	99,61
Shale bleuté sup.	506	51,58	1,16	28,07	5,14	0,06	1,26	1,64	0,89	4,08	0,11	4,94	0,18	99,11
"	507	53,33	1,02	27,15	6,23	0,03	0,95	2,08	1,66	3,26	0,11	4,71	0,24	100,77
"	508	52,46	1,11	28,87	1,36	0,00	1,84	0,87	0,36	6,02	0,12	5,08	0,45	98,54
Shale bleuté inf.	509	50,71	1,15	25,64	1,69	0,00	5,31	1,59	0,00	4,96	0,65	6,07	0,41	98,18
Shales calcschistes	511	53,84	1,11	28,29	1,34	0,00	1,82	1,29	0,00	5,74	0,19	4,58	0,21	98,41
Shale bleuté inf.	512	48,56	1,05	24,69	8,75	0,04	5,12	1,25	0,00	3,59	0,18	5,51	0,21	98,95

Faisceau carbonaté

Shale	488	53,86	1,12	27,95	2,55	0,00	1,88	0,33	1,31	7,31	0,19	4,61	0,09	101,20
Shale	520	63,71	0,90	19,66	3,64	0,01	2,19	0,42	0,00	4,64	0,36	4,00	0,11	98,64

Faisceau noir

Désignation	n°	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF ₁₀₀₀	H ₂ O ⁻	Total
Schiste gréseux	465	73,44	0,62	10,94	2,75	0,01	6,73	0,07	0,11	1,42	0,03	3,65	0,14	99,91
Grès ferrugineux	469	77,98	0,29	4,34	3,69	0,00	7,92	0,34	0,20	0,01	0,30	4,29	0,13	99,49
Grès noir (sulfuré)	471	92,11	0,13	0,94	0,32	0,00	3,56	0,31	0,05	0,01	0,10	0,94	0,10	98,56
Grès noir (carbonaté)	473	91,92	0,09	0,73	0,42	0,00	4,42	0,16	0,00	0,00	0,09	1,67	0,56	100,06
Grès noir	476	91,56	0,09	0,67	0,78	0,01	3,55	0,18	0,00	0,00	0,07	1,12	0,10	98,13
Schiste clair	524	56,75	0,80	20,93	6,22	0,00	5,54	0,10	0,19	3,97	0,16	5,12	0,39	100,17
Schiste gris	525	58,38	0,80	21,87	6,10	0,01	2,77	0,26	0,39	4,73	0,20	4,07	0,15	99,73

Série grésopélitique rubanée

Schiste carbonaté	450	64,79	0,74	16,04	4,04	0,03	3,17	1,30	0,50	3,84	0,15	4,71	0,00	99,31
Schiste gréseux	451	72,76	0,58	9,54	5,26	0,07	1,00	3,47	1,71	1,18	0,11	4,19	0,01	99,70
Schiste	454	57,08	0,90	20,69	7,65	0,04	3,18	0,37	1,32	4,03	0,12	4,23	0,10	99,71
Schiste gréseux	461	64,27	1,07	17,52	7,79	0,00	2,08	0,25	0,46	4,69	0,26	2,51	0,54	100,44
Schiste gréseux	462	64,07	0,87	19,49	2,58	0,01	1,35	1,79	0,00	4,74	1,24	3,24	0,00	99,38

Quartzites et phyllades verts

Psammite	526	83,64	0,63	10,52	1,28	0,005	0,25	0,35	0,84	2,34	0,20	1,44	0,22	101,71
Quartzite	527	74,72	0,60	11,43	3,05	0,06	0,71	2,25	0,00	2,59	0,44	3,55	0,11	99,51
"	528	79,21	0,70	10,19	2,87	0,05	0,60	0,77	0,24	2,37	0,24	2,17	0,13	99,54
Phyllade	529	81,17	0,41	9,87	2,23	0,04	0,42	0,42	1,80	1,84	0,14	3,06	0,13	101,53
"	530	71,12	0,48	13,47	3,03	0,03	1,63	2,60	3,01	1,92	0,10	3,68	0,23	101,30
"	531	50,10	1,30	31,50	2,47	0,01	0,88	0,36	1,29	8,09	0,26	4,30	0,14	101,70

.../...

Quartzites et phyllades verts suite...

Désignation	n°	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF ₁₀₀₀	H ₂ O ⁺	Total
Quartzite (vacuolaire)	532	59,20	0,85	21,88	6,04	0,02	1,76	0,38	0,26	4,93	0,23	1,58	0,20	97,33
Quartzite (grossier)	533	82,06	0,45	8,09	4,38	0,02	1,29	0,40	0,28	1,53	0,12	1,92	0,15	100,69
Phyllade	535	53,98	1,12	27,79	4,17	0,00	1,11	0,16	0,44	6,87	0,11	4,16	0,10	100,01
Quartzite (grossier)	536	82,74	0,38	8,26	2,80	0,04	0,56	0,87	1,21	1,94	0,07	2,17	0,14	100,18
Microconglomérat	538	80,63	0,40	5,93	2,32	0,06	0,23	3,18	0,00	1,22	0,10	3,59	0,10	97,76
Phyllade	539	57,44	0,90	20,55	8,74	0,00	2,90	0,26	0,00	3,70	0,11	4,43	0,41	99,46
"	540	55,37	0,89	21,37	8,66	0,04	2,27	0,22	1,69	3,65	0,09	4,28	0,24	98,77
Microconglomérat	541	92,00	0,24	3,17	1,27	0,03	0,03	0,68	0,20	0,47	0,33	0,54	0,06	98,72
Phyllade	545	53,07	0,86	19,91	8,25	0,01	5,47	0,31	2,09	3,81	0,16	5,12	0,21	99,27
Quartzite gris	547	75,10	0,59	4,98	2,40	0,03	0,19	2,49	0,00	1,25	0,09	2,73	0,12	89,97

163

Schistes gris

Schiste gris	548	59,53	1,03	22,57	4,99	0,00	1,59	0,05	0,86	5,04	0,14	3,71	0,08	99,59
Schiste gris	549	58,65	0,95	21,30	6,71	tr.	2,03	0,16	1,95	4,18	0,11	3,65	0,19	99,88
Schiste gris rubané	550	58,73	0,83	18,86	9,35	0,02	2,78	0,25	2,47	3,05	0,15	3,74	0,15	100,38

Roches sédimentaires fortement transformées (MgO)
série grésopélitique rubanée

Désignation	n°	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF ₁₀₀₀	H ₂ O ⁻	Total
Schistes gréseux (c)	453	67,24	0,51	11,05	6,23	0,04	8,51	0,22	0,07	0,74	0,12	4,46	0,00	99,19
schistes altérés (c)	455	59,04	0,06	0,34	1,54	0,01	30,49	0,36	0,00	0,00	0,01	5,69	0,18	97,72
schistes gris (c)	456	60,00	0,73	15,68	5,98	0,04	7,94	0,29	0,63	2,27	0,17	4,91	0,19	98,83
schistes (c)	457	54,71	0,87	16,57	5,46	0,04	11,65	0,39	0,34	1,73	0,16	6,19	0,07	98,18
schistes (c)	458	53,36	0,76	18,42	8,17	0,04	9,44	0,31	0,00	2,32	0,14	6,14	0,08	99,18
schistes (c)	459	53,09	0,90	16,30	9,18	0,05	10,05	0,44	0,33	1,80	0,55	6,08	0,25	99,02
schistes (c)	460	60,80	0,93	19,63	3,23	0,04	6,60	0,50	1,02	3,07	0,15	4,67	0,04	100,68

faisceau noir

conglomérat (d1)	463	67,59	0,49	11,78	8,02	0,06	6,08	0,20	0,00	1,12	0,06	3,88	0,01	99,29
schistes gréseux (d1)	464	30,13	0,92	19,11	7,77	0,06	28,86	0,24	0,38	0,00	0,04	11,94	0,58	100,03
grès (d1)	466	60,38	0,72	10,76	4,95	0,03	15,33	0,15	0,17	0,01	0,10	6,51	0,16	99,27
qzite carbonaté (d2)	467	42,60	0,26	4,36	7,09	0,04	11,02	13,53	0,14	tr	0,48	20,94	0,03	100,49
schistes gréseux (d2)	470	53,15	0,21	3,08	4,65	0,01	29,19	0,57	0,00	0,00	0,56	7,24	0,37	99,03
talcite (d2)	474	55,04	0,21	3,62	1,00	tr	30,12	0,63	0,35	0,00	0,41	6,64	0,08	98,20
schistes noirs (f)	478	31,71	0,89	17,34	4,00	0,01	31,51	0,15	0,00	0,00	0,05	12,67	0,19	98,52
schistes noirs (f)	479	34,38	1,06	16,94	3,78	0,01	30,43	0,23	0,00	0,00	0,11	11,94	0,71	99,59

Faisceau carbonaté

Désignation	n°	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF ₁₀₀₀	H ₂ O ⁻	Total
schistes (i)	487	30,98	0,87	18,08	3,42	0,01	32,34	0,40	0,77	0,01	0,11	13,04	0,64	100,70
schistes verts (j)	514	40,77	0,96	22,27	1,73	0,01	20,93	0,25	0,00	2,24	0,17	9,67	0,06	99,06
dol-schistes (j)	515	28,92	1,33	19,01	5,09	0,01	30,90	0,49	0,49	0,00	0,33	12,91	0,21	99,69
dol-schistes (j)	516	15,80	0,58	9,90	2,24	0,04	26,88	16,61	0,18	0,03	0,57	28,73	0,26	101,82
schistes (i)	517	30,35	1,07	17,85	2,95	0,00	31,70	0,28	0,00	0,00	0,07	13,21	0,38	97,86
schistes (g)	518	46,09	0,81	14,11	2,84	0,00	24,58	0,14	0,00	0,00	0,12	9,40	0,10	98,19
schistes (g)	519	40,67	1,05	18,04	4,35	0,01	23,14	0,18	0,00	0,22	0,11	10,11	0,18	98,06
schistes noirs (f)	522	54,82	1,08	22,42	2,71	0,00	7,32	0,25	0,00	4,02	0,10	5,91	0,19	98,82

Filon de microdiorite chloritisé

microdiorite	482	55,68	0,50	13,88	3,76	0,00	16,96	0,00	0,09	0,47	0,12	7,46	0,63	99,55
--------------	-----	-------	------	-------	------	------	-------	------	------	------	------	------	------	-------

N°	Li	Be	B	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Cd	Sr
454	54	<1	64	159	121	11	27	8	150	<20	<1	56
456*	67	<1	55	122	107	3	35	<1	77	<20	<1	63
464*	42	<1	<6	61	65	10	57	<1	70	<20	<1	40
474*	37	<1	<6	52	19	6	17	<1	14	<20	<1	64
478*	34	<1	<6	111	98	6	54	<1	52	<20	<1	22
487	<30	<1	<6	50	89	<1	28	<1	38	<20	<1	49
504	<30	<1	75	184	149	4	11	<1	144	<20	<1	186
505	224	<1	61	134	102	30	42	11	159	<20	<1	278
506	<30	<1	28	140	122	37	44	2	72	<20	<1	261
511	<30	<1	77	98	79	<1	5	<1	20	<20	<1	141
514*	377	<1	35	126	110	3	34	31	64	<20	<1	23
515*	122	<1	<6	90	146	2	52	426	49	<20	<1	25
518*	117	<1	<6	127	124	9	57	<1	50	<20	<1	14
522*	<30	<1	79	126	101	<1	20	<1	34	<20	<1	125
525	<30	<1	93	63	66	7	24	<1	77	<20	<1	34
530	30	<1	64	105	91	15	34	2	118	<20	<1	65
539	47	<1	50	150	110	16	39	7	122	<20	<1	60
545*	71	<1	44	151	117	38	39	13	133	<20	<1	59
548	<30	<1	59	125	99	10	26	2	72	<20	<1	59

N°	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Sn	Sb	Ba	La	W	Pb	Bi
454	27	190	<20	<1	<0,1	<3	<15	761	<40	<20	<10	<4
456**	33	307	<20	<1	<0,1	<3	<15	524	78	<20	<10	<4
464**	<15	<125	<20	<1	<0,1	6	<15	<5	236	<20	<10	<4
474**	<15	<125	<20	<1	<0,1	<3	<15	27	<40	44	<10	5
478**	<15	<125	<20	<1	<0,1	<3	<15	20	<40	<20	<10	<4
487	<15	<125	<20	<1	<0,1	10	<15	22	<40	<20	<10	<4
504	49	203	<20	<1	<0,1	<3	<15	2190	<40	<20	<10	<4
505	47	209	<20	<1	<0,1	<3	<15	1322	<40	<20	<10	<4
506	21	181	<20	<1	<0,1	<3	<15	1607	49	<20	<10	<4
511	<15	<125	<20	<1	<0,1	<3	<15	2584	<40	<20	<10	<4
514**	<15	<125	<20	<1	<0,1	<3	<15	546	59	<20	<10	<4
515**	<15	268	<20	<1	<0,1	<3	<15	<5	76	<20	<10	<4
518**	17	335	<20	<1	<0,1	<3	<15	15	131	38	<10	<4
522**	<15	<125	<20	<1	<0,1	<3	<15	1916	69	<20	<10	<4
525	<15	<125	<20	<1	<0,1	<3	<15	1314	58	<20	<10	<4
530	24	<125	<20	<1	<0,1	<3	<15	1330	<40	<20	<10	<4
539	53	226	<20	<1	<0,1	<3	<15	988	61	<20	<10	<4
545**	43	209	<20	<1	<0,1	<3	<15	963	70	<20	22	<4
548	35	<125	<20	<1	<0,1	<3	<15	993	64	<20	<10	<4

Granitoïdes sombres

Désignation	n°	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF ₁₀₀₀	H ₂ O ⁻	Total
	S-2	53,73	0,97	18,22	8,45	0,15	5,43	7,66	1,76	1,76	nd	2,45	(2,65)	100,58
	904	56,22	1,02	16,67	8,21	nd	3,07	3,68	2,31	2,54	0,20	5,44	-	99,36
	120a	53,77	0,92	20,66	7,93	0,13	3,15	5,44	4,19	1,44	0,12	2,47	-	100,22
granodiorite sombre	901	62,43	0,70	16,05	6,39	0,17	2,63	3,48	3,40	1,61	0,25	2,10	-	99,21

Quartz-diorites

S-118	58,45	0,87	18,95	6,53	0,13	3,21	4,77	3,38	1,72	nd	2,17	(3,15)	100,18
S-27A	57,79	0,84	18,14	6,18	0,13	1,70	5,43	2,83	4,53	nd	1,12	(1,29)	98,69
S-478	59,63	0,85	18,73	6,36	0,07	1,48	5,28	2,90	2,83	nd	1,28	(1,35)	99,41

Granodiorite à grenat

910	63,54	0,54	17,13	5,03	0,06	1,58	4,11	3,34	2,81	0,15	1,54	0,02	99,85
938	63,55	0,51	17,12	5,36	0,06	1,22	3,91	2,97	3,01	0,15	1,03	0,09	98,98
939	62,82	0,54	17,17	5,25	0,05	1,37	3,02	3,37	2,55	0,15	2,14	0,34	98,77
940	64,56	0,52	16,97	5,02	0,04	1,16	3,77	2,15	3,00	0,17	0,90	0,06	98,32
315	57,78	1,04	20,51	6,90	0,10	1,90	3,68	2,49	2,77	0,44	2,49	-	100,10
333	55,74	0,85	16,48	12,23	0,36	3,81	4,01	2,05	1,11	0,36	2,90	-	99,90
351	54,91	0,90	17,07	10,00	0,22	4,14	2,66	1,87	2,18	0,28	3,77	0,12	98,12

Granodiorite pauvre en microcline

Désignation	n°	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF 1000	H ₂ O ⁻	Total
	903	66,84	0,45	16,65	3,83	0,09	1,43	3,80	3,72	1,65	0,17	1,82	-	100,45
	361	67,22	0,45	16,36	3,80	0,05	1,23	3,76	3,43	1,93	0,16	1,59	-	99,98
	902c	68,95	0,39	15,16	3,62	0,08	1,31	3,83	4,39	1,18	0,17	1,42	-	100,50
	120ab	66,41	0,49	15,83	3,99	0,06	1,10	4,26	3,79	1,47	0,18	1,45	-	99,03

Granodiorite "type golfe"

S-199	70,44	0,34	14,15	3,61	0,04	0,86	3,50	2,65	2,65	2,65	nd.	0,84	0,72	99,08
S-574	69,61	0,55	14,43	2,87	0,05	0,56	2,95	3,51	2,05	2,05	nd.	2,32	1,46	98,90
S-163	68,82	0,25	14,55	2,15	0,04	0,34	2,49	3,57	3,30	3,30	nd.	4,50	1,40	100,01
S-306a	69,33	0,30	15,80	2,73	0,03	0,46	3,18	3,44	3,18	3,18	nd.	1,07	0,82	99,52
S-306b	70,64	0,20	14,90	2,31	0,01	0,42	2,86	3,39	3,08	3,08	nd.	1,20	0,86	99,01
928 g	68,67	0,29	15,30	2,57	0,01	0,45	1,03	3,33	4,44	4,44	0,13	1,74	0,12	98,08
937	69,96	0,17	15,39	2,42	0,02	0,55	2,35	2,96	3,74	3,74	0,08	0,82	0,10	98,56

Granodiorite "type Véronique"

331	68,16	0,30	14,74	3,14	0,06	0,50	4,02	3,07	2,83	2,83	0,07	2,48	-	99,37
344	69,26	0,30	14,75	2,05	nd.	0,63	3,00	3,71	1,69	1,69	0,08	2,04	-	97,51
348	71,38	0,33	13,31	2,13	0,06	0,55	4,09	4,01	2,55	2,55	0,11	0,52	-	99,04
350	69,41	0,32	14,26	2,17	nd.	0,78	3,71	3,49	0,86	0,86	0,14	2,46	-	97,60
912	70,93	0,32	15,33	2,24	0,03	0,55	1,63	4,12	3,27	3,27	0,09	1,53	0,03	100,07
914	71,19	0,35	14,59	2,05	tr.	0,64	1,76	3,62	2,95	2,95	0,14	1,28	-	99,57

Filons de microgranite

Désignation	n°	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF ₁₀₀₀	H ₂ O ⁻	Total
	907	70,20	0,23	14,91	2,00	tr.	0,54	2,13	3,09	2,64	0,10	2,57	-	98,41
	921	71,25	0,16	14,44	0,45	-	-	0,47	3,89	6,96	0,06	2,04	0,08	99,80
	923b	69,20	0,20	15,06	2,13	0,02	0,69	1,64	3,62	3,16	0,05	1,21	0,08	97,06
	923g	70,58	0,22	15,61	2,42	0,01	0,71	1,66	3,10	4,05	0,05	1,50	0,25	100,16
aplite	928a	76,64	0,05	13,75	0,42	-	0,14	0,64	3,10	3,62	0,18	1,73	0,27	100,54

170

Granitoïdes fortement altérés par :
épidotisation

	307	45,65	0,90	18,25	12,29	0,47	1,88	19,28	0,06	0,03	0,25	0,76	-	99,82
	310	44,81	0,55	18,80	10,54	0,40	0,60	18,70	0,17	0,14	0,21	3,96	-	98,88
	310'	44,45	0,67	19,39	11,14	0,48	0,80	18,32	0,17	0,13	0,25	3,00	-	98,80
	311	46,45	0,84	16,37	14,48	0,44	1,58	16,72	0,23	0,09	0,22	1,17	-	98,59
ex aphte	316	54,11	0,90	15,46	3,17	0,10	0,24	17,77	t.r.	0,03	0,34	5,55	-	97,67
	366	46,29	0,66	19,86	5,20	0,14	0,51	18,35	2,23	1,62	0,53	4,03	tr.	99,42
	367a	43,74	0,71	22,79	8,66	0,23	0,58	18,52	0,83	0,25	0,06	2,55	-	98,92
	367b.	41,07	1,09	22,11	8,46	0,23	1,62	19,95	0,11	0,22	0,18	2,65	-	97,69
enclave sombre	902	49,89	0,67	19,69	9,51	0,18	1,79	9,28	2,94	1,90	0,15	3,00	-	99,00

Greisens

Désignation	n°	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF ₁₀₀₀	H ₂ O ⁻	Total
	332	41,73	0,46	29,39	2,95	nd.	1,34	8,91	0,62	6,23	0,11	8,19	-	99,93
	922	46,91	0,33	29,59	2,43	0,03	1,22	2,79	1,20	8,99	0,17	5,73	0,03	99,42

Silicification

mylonite	372	70,29	0,21	14,87	2,16	0,04	0,46	3,09	3,66	2,65	0,15	2,74	-	100,32
----------	-----	-------	------	-------	------	------	------	------	------	------	------	------	---	--------

171

Albitisation et épidotisation

H-200	71,14	0,26	15,74	1,69	0,04	0,55	2,33	3,73	2,01	0,05	1,18	-	-	98,72
H-201	71,09	0,32	15,96	1,98	0,04	0,52	3,31	3,85	1,42	0,04	1,15	-	-	99,68
354	70,93	0,23	15,35	1,52	0,06	tr.	5,37	3,60	1,01	0,04	0,98	-	-	99,09
362	68,37	0,44	17,43	1,71	0,04	0,50	2,08	4,77	2,30	0,11	1,46	-	-	99,21
granodiorite épidotisée	364	68,35	0,37	15,10	3,14	0,08	1,04	2,76	4,47	2,91	0,13	0,74	-	99,09

BIBLIOGRAPHIE

- ANGELIER J., (1975) - Sur l'analyse des mesures recueillies dans les sites faillés: l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. C.R. Acad. Sc. Paris t 281, série D, p. 1805-1808.
- ANGELIER J., (1977) - La reconstitution dynamique et géométrique de la tectonique de failles à partir de mesures locales (plans de failles, stries, sens de jeu, rejets) : quelques précisions. C.R. Acad. Sc. Paris t 285, série D, p. 637-640.
- AUTRAN A., FONTEILLES M., GUITARD G., (1970) - Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie, et le métamorphisme régional considérés principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des P.O. - Bull. Soc. Geol. Fr (7) t XII p. 673-731.
- AUTRAN A., FONTEILLES M., GOGUEL J., GUITARD G., (1974) - Sur le mécanisme de la schistosité in geologie des domaines cristallins. Liège p. 89-121.
- AUTRAN A., DERRE C., FONTEILLES M., GUY B., SOLER P., TOULHOAT P., () - Minéralisations liées aux granitoïdes 2ème partie : la genèse des skarns à tungstène. Mém. BRGM n°99.
- BLES JL., GROS Y., (1980) - La fracturation du granite de Bassiès (Pyrénées Ariégeoises - France) : chronologie des phases, évolution des diaclases. Bull. Soc. Geol. Fr + XXII n° 3 p. 377-390.
- BOUQUET CH., STOPPEL D., (1975) - Contribution à l'étude du paléozoïque des Pyrénées Centrales (Hautes Vallées de la Garonne et d'Aure). Bull. BRGM 2ème série section 1 p. 7-61.
- BRONNER G., (1976) - Tectonique et reconcentrations : exemple des quartzites précambriens de Mauritanie. Application de l'analyse structurale. Mém. h Ser. Soc. Geol. Fr n° 7 p. 167-174.
- BURNOL L., GEOFFROY J., SOLER P., (1978) - Le tungstène, ses principaux types de gisements ch. de la recherche minière n° 441 et 443.
- CAVET P., (1957) - Le paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées Orientales Françaises entre le Roussillon et l'Andorre : étude stratification et paléontologique. Bull. Serv. Carte géol. Fr Paris vol 55 p. 1-216.
- CHARRUAU D., (1974) - Relations entre les concentrations plombo-zincifères et la tectonique superposée du district de Hoque-Rabé/Saubé/Carboire. Thèse 3ème cycle, Paris VI.
- CHARRUAU D., DERRE C., (1976) - Place des minéralisations de Pb-Zn liées aux strates et des skarns à schéelite dans l'histoire structurale de la région de Carboire et Salau (Ariège-Pyrénées). Mém h. Ser. Soc. Geol. Fr n°7 p. 175-180.

- DEMANGE M., (1982) - Etude géologique du Massif de l'Agout, Montagne Noire (France).
Thèse de Docteur-ès-Sciences. Paris VI.
- DERAMOND J., (1970) - Tectoniques superposées dans le paléozoïque du Haut Salat.
Thèse 3ème cycle - Toulouse.
- DERRE C., (1973) - Relations chronologiques entre la mise en place du granite de Salau (Haute vallée de Salat, Pyrénées Ariégeoises) et les déformations du paléozoïque de la région. C.R. Acad. Sc. Paris t 277, série D, p. 1279-1281.
- DERRE C., KRYLATOV A., (1976) - Comparaison entre la série de Salau et d'autres séries du Dévonien de la partie centrale des Pyrénées : un caractère original du Dévonien des Pyrénées : la présence de phosphates.
CRAS t-282 série D, p. 2051-2054.
- DERRE C., (1978) - Le gisement de scheelite de Salau dans son cadre géologique. (Ariège Pyrénées). SC. de la Terre, t XXII n° 1, p. 5-68, Nancy.
- DERRE C., FONTEILLES M., NANSOT L.Y., (1980) - Le gisement de scheelite de Salau (Ariège Pyrénées). 26 CGI, fascicule E 9. DGRST.
- DOMMANGET A., (1977) - Le cadre géologique des niveaux minéralisés (Pb-Zn) du paléozoïque de la zone axiale des Hautes Pyrénées Ariégeoises (secteur d'Aulus - Port d'Aula). Thèse 3ème cycle, Paris VI.
- FONTEILLES M., MACHAIRAS G., (1968) - Eléments d'une description pétrographique et métallogénique du gisement de scheelite de Salau (Ariège).
Bull. du BRGM 2ème série n°3 p. 62-85.
- FONTEILLES M., (1976) - Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origine métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées Orientales). Thèse de Doctorat-ès-Sciences, Paris VI.
- FONTEILLES M., (1978) - Les mécanismes de la métasomatose. Bull. minéral. 101 p. 166-194.
- FONTEILLES M., GUIRAUDIE Ch., PASSAQUI B., PROUHET JP., (1969) - Un nouveau type de minéralisation en tungstène et sulfures dans les Pyrénées Françaises.
Chrom. Min. Rech. min., n° 386, pp. 255-262.
- GUERANGE ., LOZES., (1981) - Skarns Pyrénées, étude des déformations de la zone Ouest- Salau (Ariège).
Rapport du BRGM - 81 SGN -
- GUITARD G., (1971) - Sur la genèse des gisements métasomatiques de talc et de chlorite magnésienne des Pyrénées et sur les relations entre le talc et la magnésite in.
Les roches plutoniques dans leurs rapports avec les gîtes minéraux.
Colloque scientifique international E. Raguin, Masson et Cie -1973-
- HOBBS BE., MEANS WD., WILLIAMS PF., (1976) - An outline of structural geology
Wiley international Edition.

- LAUMONIER B., (1975) - Contribution à l'analyse structurale de la série de Jujols sur le flanc Sud du synclinal de Villefranche (Pyrénées Orientales). Thèse de 3ème cycle. Paris VI.
- LAUMONIER B., GUITARD G., (1978) - Contribution à l'étude de la tectonique superposée hercynienne des Pyrénées Orientales : le problème des plissements précoces dans le Paléozoïque inférieur épizonal (série de Jujols) du synclinal de Villefranche de Conflent. Rev geog.phys et geol dyn (2) vol XX. fasc. 2 p. 177-212.
- OLIVES J., (1979) - Géologie des terrains paléozoïques dans le Sud Ouest du Massif des Maures (Var-France). Thèse de Docteur Ingénieur, Faculté de Marseille Saint-Jérôme.
- OLIVES J., FONTEILLES M., (1980) - Etude tectonique des terrains paléozoïques dans le Sud Ouest du massif des Maures (Var-France). Rev géog phys et geol dyn, vol 22 fasc.2 p. 123-134.
- PASCAL ML., FONTEILLES M., GUITARD G., (1976) - Contribution à l'étude géométrique des plissements superposés hercyniens des Pyrénées Orientales paléozoïque et épizonal du Massif de l'Agly. Bull Soc. geol. Fr t XVIII n° 6 p. 1471-1487.
- PELISSONNIER H., (1976) - Tectonique cassante et minéralisation. Mem h.s. n° 7 Soc geol. Fr p. 181-188.
- PETTIJOHN., (1975) - Sedimentary rocks 3è ed . Harper and Row. Publishers.
- PHAN KIEU DUONG., (1969) - Skarns et minéralisations associées. Chronique des Mines et de la recherche minière n° 387 et 388.
- RAGAN DM., (1973) - Structural geology. John Wiley and So,s inc.
- RAGUIN E., (1946) - Découverte de roches éruptives ordoviciennes dans les Pyrénées Centrales. CRAS t 223 p. 816-817.
- RAYMOND D., CYGAN C., (1979) - Nouvelles données stratifications sur le Dévonien des Aspres. CRAS t 288 série D p. 35-38.
- RAYMOND D., (1980) - Découverte d'une unité allochtone varisque dans le haut pays de Sault. C.R. somm. S.G.F. fasc.6 p.250-252
- RAYMOND D., WEYANT M., (1981-1982) - Individualisation de deux séries hétéropiques au sein du Dévonien et du carbonifère de la zone axiale pyrénéenne entre les vallées de l'Aude et de l'Ariège. Bull. Soc. Geol. Fr, 1982 (7) t 24 n°2 p. 265-274.
- SHIMAZAKY H., (1977) - Grossular - spessartine - almandine garnets from some japanese sheelite skarns. Canadian mineralogist vol 15, p.74-80.

- SOLER P., (1977) - Petrographie, thermochimie et métallogénie du gisement de scheelite de Salau (Pyrénées Ariégeoises-France). Thèse de Docteur Ingénieur. ENSMP.
- TOULHOAT P., (1975) - Pétrographie et géochimie des isotopes stables (D/H, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$) des skarns du Quérigut - Comparaison avec les skarns à scheelite des Pyrénées. Thèse 3ème cycle, Paris VI.
- VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J., (1976) - Eléments de tectonique analytique-Masson.
- ZANDVLIET J., (1960) - The geology of the Upper Salat and Pallaresa Valleys, Central Pyrénées, France/Spain. Leidse Geologische Medelingen Deel 25. Leiden.
- CARTE GEOLOGIQUE DE LA FRANCE : 1/50 000 St Giron XX 47
 1/50 000 Pic de Maubermé XIX 48
 1/80 000 Foix 3° ed. n°253
 1/80 000 Prades
- SMA : tous documents géologiques.

This is a detailed black and white topographic map of a mountainous region in France. The map features numerous contour lines indicating elevation, with labels such as 1500, 1700, 1850, 2050, and 2150. Several place names are visible, including 'Mines d'Anglade', 'Pic de L'Arri', 'Pic de la Montagne', 'Cap de Ruhos', and 'Tuc du Ris Noir'. A grid system is overlaid on the map, with letters A through J along the top and bottom edges, and numbers 1 through 10 along the left and right edges. The map also shows various smaller features like roads, rivers, and smaller peaks. The overall terrain is rugged and mountainous.

Localisation des coupes lithostratigraphiques

